

UNION GÉODESIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

Association Internationale
d'Hydrologie Scientifique

ASSEMBLÉE GÉNÉRALE DE ROME 1954

TOME II

Comptes-Rendus et Rapports
de la Commission des Eaux Souterraines

Imprimé avec l'aide
financière de l'Unesco

Publication n° 37 de l'Association Internationale d'Hydrologie

PRIX DU TOME II :
450 fr. b.

UNION GÉODESIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

Association Internationale
d'Hydrologie Scientifique

ASSEMBLÉE GÉNÉRALE DE ROME 1954

TOME II

Comptes-Rendus et Rapports
de la Commission des Eaux Souterraines

Imprimé avec l'aide
financière de l'Unesco

Publication n° 37 de l'Association Internationale d'Hydrologie

PRIX DU TOME II :

450 fr. b.

COMPTES-RENDUS ET RAPPORTS
DE LA
COMMISSION DES EAUX SOUTERRAINES

COMMISSION DES EAUX SOUTERRAINES

The subjects selected for discussion by the Commission were as follows : —

1. Geological and hydrogeological factors involved in the recharge of ground-water reservoirs, with special reference to artificial recharge.
2. Effect of land management practices, for example : — terracing, contour ploughing, afforestation, etc., on ground-water accumulation.
3. The significance of fluctuations of water levels in wells and springs.
4. Brief description of ground-water occurrence and utilization in member countries. This should include information about the age, lithology and distribution of the major aquifers, the extent to which they are used, the purposes for which the ground-water is used and the potentialities of ground-water development.

Proceedings of the Session of 15th September, 1954 at 2.30 p. m.

Present : Messrs. Sayre (President), Thijsse, Krul, Blaney, Kasser, Lyshede, Goldschmidt, Klein, Suter, Tops, Santing, Monition, Nerat de Lesguise, Stretta, Sayar, Brockamp, Nöring, Selzer, Fournier, Berkaloff, Michon, Tixeront, Michael, Schroeder, Hawes, Boniface, Poncelet, D'Arminio, Tison, Jr., Tison, L. J., Morandini, Yevdjovic, Schoeller, Visentini, Sauvage de Saint Marc, Smetana, Malerani, Gazzolo, Mügge, Gherardelli, Tonini, Evola, Arredi, Volker, Lugiez, Pardé, Kreps, Wundt, Schijf, Neumann, Gortani, Aubert, and Buchan (Secretary).

* * *

Dr. A. N. Sayre presided over the Opening Session of the Commission, at which the following reports were presented and discussed : —

1. Influence of the atmospheric pressure on the head of artesian water and phreatic water, by H. Tuinzaad, presented by A. Volker.
2. Aufzeichnung von Luftdruck und Erdbebenwellen mit Hilfe von Brunnen-
spiegeln, by R. Mügge.
3. Nouvelles recherches sur les fluctuations des nappes aquifères, by G. Tison, Jr.
4. Consumptive use of ground-water by phreatophytes and hydrophytes, by H. F. Blaney.
5. Conséquences hydrologiques de l'abaissement artificiel du plan d'eau dans un polder à assécher par les régions périphériques, by A. Volker.

The following paper was read in title only : —

6. Fluctuations of ground-water levels in New Zealand and their significance, by B. W. Collins.

Discussion :

Report by Mr. Tuinzaad.

Mr. Boniface asked if Mr. Tuinzaad had noticed any time factor involved in the case of the artesian water in the experiments quoted.

Mr. Volker replied that no time factor had been noticed.

Mr. Goldschmidt proposed the installation of water-level recorders to arrive at an empirical relationship between the time of change of barometric pressure and the time of change of water level.

Mr. Volker said that Mr. Tuinzaad would agree with this proposal.

Mr. Suter : « We have recorders on wells and find no time lag. Even rapid changes of short duration due to tornadoes show up immediately. Wells always show the same percentage of change. If the barometric change is expressed in water pressure, the change in water level is a constant percentage for an individual well which confirms the theory of elasticity. »

Mr. Volker replied that this remark was in accordance with the observations made by Mr. Tuinzaad and the theory of Jacobs.

Dr. Sayre asked — « Is it correct to assume that the ground-water aquifer is barometrically a hundred per cent efficient. If not, this factor should be carefully considered. »

Mr. Volker replied that it is correct for slow variations in barometric pressure. The remarks by Mr. Suter answered this question to some extent.

Professor Krul stressed the importance of the phenomena described by Mr. Tuinzaad in connection with the records of ground-water levels which are being built up in many countries. The registration of barometric pressure at the same time as the level of ground water, is to be recommended.

Mr. Blaney pointed out that as rainfall may affect levels of the water table soon after it occurs, and as pumping for domestic irrigation or other purposes will affect the water levels in observation wells, correction is necessary.

Report by Mr. R. Mügge.

Mr. Blaney mentioned that in the United States stage recorders show fluctuations during earthquakes. In Imperial, California, one engineer thinks that these records may be used to predict earthquakes a few days in advance.

Report by Mr. G. Tison.

M. Poncelet : « Quelles sont les dimensions du tank. Car les variations de température de l'air ne se transmettent que très lentement dans le sol ? »

M. Tison : « Les tanks en question avaient 10 pieds de diamètre et une profondeur d'environ 3 pieds. Toutefois ces tanks étaient à peu près complètement logés dans le sol. Il ne peut donc être question d'admettre que la température extérieure se soit étendue quasi instantanément au sol des tanks. C'est bien d'ailleurs ce que pense Monsieur Poncelet. »

Aussi l'explication que nous avons donnée dans notre note n'est pas celle-là. Nous n'avons malheureusement pas eu le temps d'exposer cette explication par suite des recommandations qui ont été faites à tous les auteurs de réduire leur temps de présentation. Notre explication, répétons-le, est la suivante :

On peut en effet se demander si la variation de la température de l'air extérieur ne s'exerce pas aussi sur l'air contenu dans une couche supérieure de quelques décimètres d'épaisseur sans pour cela affecter la température même des grains du sol. S'il en est bien ainsi, des deux fluides intervenant pour fixer la valeur de la constante capillaire l'un (l'eau) n'aurait guère sa température modifiée, tandis que l'autre (l'air) verrait sa température augmentée.

La valeur de la tension superficielle T dépend évidemment des deux fluides et la modification de la température de l'un d'eux provoque certainement une variation de T .

C'est la seule explication que nous avons trouvée. »

M. Dr. Stretta : « Les résultats remarquables de prévision de longue durée des fluctuations des niveaux phréatiques en fonction de la pluviométrie obtenus par Mr. Tison ne sont applicables qu'en climat d'indice relativement constant de pluviosité. »

En pays aride où cette prévision serait d'un grand intérêt économique on ne peut malheureusement tenir compte uniquement du module pluviométrique et supposer un ruissellement constant.

Le taux d'infiltration peut alors varier dans de grandes proportions et sans liaison directe avec la valeur du module pluviométrique.

Interviennent également dans cette variation l'état d'érosion du sol sur le lieu considéré, et les conditions géologiques du substratum. »

M. G. Tison : « Nous sommes bien d'accord avec Mr. Stretta que la méthode que nous avons exposée se base sur certaines hypothèses qui, pour le cas des zones arides, peuvent ne pas correspondre complètement à la réalité, surtout si on envisage un laps de temps court, une année par exemple. Dans ce cas nous sommes bien d'accord pour admettre que des prévisions sont difficiles. »

Toutefois, nous nous permettons de faire remarquer que l'un des exemples que nous avons traités, celui dont les données sont empruntées à Monsieur R. K. Linsley et qui porte sur une longue suite d'années, se rapporte précisément à une zone aride bien caractérisée : Monsieur Linsley l'a en effet fait intervenir dans son étude de l'hydrologie des zones arides publiée par l'UNESCO.

Or la concordance que nous avons obtenue par notre méthode avec la réalité

est une des meilleures que nous rencontrons dans les exemples que nous traitons (fig. 4). Il semble donc que pour une longue série d'années, les facteurs perturbateurs, qui existent, nous le reconnaissons bien volontiers, voient leur influence tendre vers des moyennes. Celles-ci semblent alors intervenir de la même façon si la série d'années est suffisamment longue. Nous ne pouvons trouver d'autre explication à la concordance que nous trouvons ci-dessus. »

Report by Mr. H. F. Blaney :

Mr. Goldschmidt asked if the potential evapo-transpiration was more or less identical with consumptive use by phreatophytes.

Mr. Blaney replied that potential evapo-transpiration is greater if there is not ample water to satisfy plant consumptive requirements. It is usually the same as evapo-transpiration for phreatophytes and hydrophytes.

M. Tixeront a demandé si des essais de consommation d'eau de la nappe souterraine ont été faits pour une végétation de jones (Lat. *Juncus*).

Il a demandé aussi comment ont été faits les mesures pour les herbes salées — « salt grass ». Il semble que ces herbes soient dans le genre des salsolacées. Celles-ci se présentent rarement sous forme d'une couverture végétale continue, mais par touffes avec des intervalles de sol nu qui se couvrent en général d'inflorescences pendant l'été.

Mr. Blaney replied that he did not know of any measurements of the consumptive use of jones. Sedge grass with a water table at 18 in. in Colorado, United States of America used 54 in. from May to October inclusive. The annual consumptive use by Sacton (bunch grass) with water table at 24 in. was 48 in. and with water table at 48 in. the use was 41 in. at Carlsbad, New Mexico. It was probably the same for Salsaloces (50 per cent density).

Mr. Santing asked if consumption had been measured when the water table was at a depth of more than 12 ft. In some of the arid West Indian islands root penetration had been found to a depth of 30ft.

Mr. Blaney replied that in California measurements of consumptive use had been made to depths of 17ft. where the water table was over 100ft. below ground surface and the root zone 15ft.

Professor Krul asked if special measures are taken to combat the prolific growth of phreatophytes in the United States of America.

Mr. Blaney replied that chemical and mechanical methods are being used in the Western United States to control tamarisk. Cottonwoods and willows are controlled by lowering the water table by pumping or by making drainage ditches.

Dr. Sayre : « The consumption of water by phreatophytes in our Western States has reached a magnitude of considerable importance to the irrigation economy. This results, in part at least, from the fact that tamarisk, which in its native habitat in Arabia flourishes only moderately, proliferates when transferred to America. in the absence of its natural enemies and now covers thousands of acres of river-bottom lands and consumes millions of acre-feet of water. »

Professor Thijsse : « Is it safe to take away the evapo-transpiration ? Are we sure that the rainfall will not be affected ? »

Mr. Blaney : « It is safe to take water away from useless plants such as tamarisk (salt cedar) and give the water to agricultural crops. Evapo-transpiration by 800,000 acres of irrigated crops in Imperial Valley of California and in Mexico (where the rainfall is less than 3 in.) has not affected rainfall during the past 50 years. »

Report by Mr. A. Volker.

M. Thijsse souligne que le projet du lac de ceinture n'a pas pu être basé sur des considérations, purement économiques. Le désir de respecter les intérêts des exploitations dans le pays existant a été un facteur très important dans l'élaboration du projet. En effet la valeur des terres laissées sous l'eau dans le lac de ceinture est nettement supérieure à la valeur des terres à protéger.

Professor Wundt : « De quelle manière le lac de ceinture est-il rempli ? »

M. Volker : « Le lac de ceinture sera rempli par une des stations de pompage du nouveau polder. Cette station (actuellement en cours d'exécution) se trouve sur la digue entre le lac et le polder. »

Mr. Goldschmidt asked : « How much water has to be pumped annually on the average in order to maintain the level of the bordering lake ? »

Mr. Volker replied : « Under average meteorological circumstances there will

be a sufficient natural inflow to maintain the high level of the bordering lake. However, in winter the level will be much lower than this high summer level in the interest of drainage of the adjacent land. Raising this level in Spring has to be effected by one of the pumping stations of the polder. This will need some $16 \times 10^6 \text{ cu.m.}$

Proceedings of the Session of 16th September, 1954 at 2.30 p. m.

Present : Messrs Krul (Chairman), Yevdjevic, Tixeront, Berkaloff, Gortani, d'Arminio, Kreps, Sirèn, Sauvage de Saint Marc, Michon, Hawes, Goldschmidt, Fournier, Glennie, Langbein, Brown, Monition, Nérat de Lesguise, Stretta, Lyschede, Schoeller, Pardé, Lugiez, Kennard, Suter, Klein, Mortier, Sayar, Selzer, Grahmann, Nöring, Richter, Friedrich, Michael, Schroeder, Ebert, Santing, Volker, Frijtag, Drabbe, Boniface, Gell, Beeby-Thompson, Wundt, de Glee, Blaney, Appleby, Allard, Malesain, Platzl, Neumann, Lippert, Tison, Jr, Sayre, Dabell, Burdon, Gulli, Sitte, Stow and Buchan (Secretary).

* * *

Professor W. F. J. M. Krul presided over the Second Session of the Commission at which the following reports were presented and discussed :

7. Evaporation des eaux et variation de leur concentration dans une nappe phréatique en pays prédésertique, by J. Margat et A. Martin, presented by P. Talasse.

8. Les méthodes statistiques mettent en évidence l'importance de la rétention souterraine dans un bassin de haute montagne, by F. Lugiez.

9. Bodenfeuchtevergleiche zwischen einer Wald- und einer Freilandmessstelle, by H. Lossnitzer, presented by W. Wundt.

10. Chemische und physikalische Erscheinungen bei infiltriertem Grundwasser, by F. Nöring.

11. Die Versalzung von Küstennahen Grundwassern dargestellt in einem Teil der deutschen Nordseeküste, by W. Richter and H. Flathe

12. Zum Chemismus tieferer Grundwässer in einem Teil Nordwestdeutschlands, by R. Wager, presented by W. Richter

13. Recherches hydrologiques dans une île aride, by G. Santing

14. La formation des cones d'eau Saumâtre, by L. Huisman, presented by G. Santing.

15. Détermination des salinités des eaux à grandes profondeurs dans le sous-sol du Zuiderzee par prospection géophysique, by A. Volker et E. O. Houtsma.

16. Recherches géo-hydrologiques par modèles électriques, by G. P. Felius, presented by G. Santing.

The following paper was read in title only : —

17. Variaciones del Nivel de la nappa phreatica, en relacion con le precipitation. la pression admosferica y la temperatura, by J. M. Raffo.

Discussion :

Report by Messrs. Margat and Martin.

Mr. Goldschmidt : « Unless a decrease of yield (of the underground water flow) has been proved he would be inclined to ascribe increase of salinity to leaching of salt from the strata — as Professor Schoeller has already suggested. »

Mr. Santing asked « La condensation d'eau dans les couches superficielles du sol ne pourrait-elle pas contribuer à la concentration de l'eau souterraine, l'eau condensée décomposant et désintégrant le sol et formant des sels qui pourraient être amenés à la nappe par les grandes pluies ? »

Professor Schoeller also spoke.

Report by M. Lugiez.

M. Pardé fait remarquer que 30 ans plus tôt, il avait remarqué dans son ouvrage sur le régime du Rhône la grosseur des débits minima de l'Isère à Tignes, et que l'excellent ingénieur Suisse M. Waelier, mort tragiquement dans le torrent sous-

glaciaire de Tre la Tête avait attribué ces gros débits à l'emmagasinement dans les gypses et cargueules. Monsieur Lugiez vient de confirmer cette interprétation de façon peu réfutable.

M. Lugiez : « Les caractères particuliers du bassin de la Haute Isère — débits d'étiage élevés et existence des résurgences importantes sont en effet bien connus. Les résultats présentés permettent de préciser l'importance de la réserve souterraine et la façon dont elle intervient dans l'alimentation de la rivière. D'autre part, cette étude, reposant essentiellement sur l'utilisation des méthodes statistiques, permet d'affirmer le grand intérêt de ces méthodes pour l'étude de nombreux problèmes qui se posent en hydrologie. »

Report by Mr. Lossnitzer.

Mr. Volker put two questions : —

1. Quelle est la précision des mesures d'humidité au moyen de la résistivité électrique ?

2. Quelle est l'influence de la hauteur de la nappe phréatique au dessous de la forêt et au dessous des prairies sur le changement des humidités au cours de l'année ?

Professor Wundt replied that the paper contained no information about the points in question. He went on to say that the work must be considered as a preliminary to more far-reaching researches and publications, the extent of which can be gauged from the manuscript and the bibliography.

Report by Mr. Nöring.

Dr. Sayre asked if the observations of movement from river to ground water, or vice versa were made under natural conditions. If so, he was of the opinion that the gradient and the rate of water movement across the barrier must be small.

Mr. Nöring replied that the observations were made under natural conditions and that the breadth of the mixing zone is about 50 to 100 m.

Report by Messrs. Richter and Flathe.

Mr. Volker : « What is the influence of marine transgressions if any ? »

Mr. Goldschmidt, noting that the interface comes to the surface to the east or vice versa were made under natural conditions. If so, he was of the opinion that the gradient and the rate of water movement across the barrier must be small.

Dr. Richter replied : « It is not clear if the fresh water in the deeper underground is flowing noticeably. In a profile from the uplands to the shoreline, there are several observation wells which may provide information about the flow after some years of observation ».

Dr. Burdon : « Mr. Goldschmidt pointed out that the interface is dynamic and is inland. If so, the fresh water is moving. Why is there not a sheet of fresh water over the salt water ? Or, does the moving fresh water find an escape to the sea along certain restricted paths or channels, not shown on the diagrams ? »

Dr. Richter replied that the fresh water flows over a large front into the region containing the salt water and is mixed with it.

Report by Mr. Santing.

Mr. Dabell asked if, along with case II, consideration had been given to partial catchment and water spreading from peak flows to allow soil saturation for initial crop growth on the pattern of the « Saliba » irrigation so common to the arid zones of Asia. In consideration of cost-benefit ratios by different systems this might be found an economic solution for certain types of soils and crops.

Mr. Santing : « It is an old practice of the Curaçao peasant, to create impounded areas behind small dams in the valleys, both for crop growth and for increasing the ground-water recharge (ground-water is used for irrigation). These low dams allow an important part of the peak run-off to flow down to the coastal areas, where at some places it is partially trapped behind bigger dams. As to the conservation methods and rainfall conditions described in the paper, these are highly simplified with a view to enabling the necessary computations to be made. The dams in case II are supposed to catch all run-off from the assumed precipitation. Case V deals with a system, where part of the run-off is allowed to pass. »

Report by Mr. Huisman.

Mr. Stow asked : « What steps are being taken to make good the short fall of

natural percolation ? » Is artificial recharge introduced through trenches or bore-holes ? »

Mr. Santing replied that works for artificial recharge are being carried out for the three principal dune-water catchment areas in the Netherlands; The Hague, Amsterdam and the Provincial Waterworks of Noordholland. Water will be taken from the Rhine and pre-treated by filtration, and chlorination if necessary, before being brought to the dune areas by means of pipe lines. The recharge methods consist of spreading and infiltrating by means of canals, since only the upper aquifer will be replenished. The recharge water is trapped by means of shallow wells, drains or canals.

Mr. Goldschmidt enquired if it would be possible to prevent salt water penetration by over-irrigation of a green belt with treated sewage ?

Mr. Santing answered that this would theoretically be possible but that as the water authorities are accustomed to take every possible precaution to prevent pollution of the precious dune-water catchment areas, the use of treated sewage water for recharge is not being taken into consideration.

Mr. Dabell wished to know the source of recharge water, the distance between the source and recharge area and what treatment, if any, would be necessary;

Mr. Santing answered — « Recharge water will be taken from the Rhine for the dune-water catchment area of The Hague and from the canal connected to the Rhine for the catchments of Amsterdam and Noordholland Waterworks. The pre-treatment of the water for The Hague consists of sedimentation, filtration and, if necessary, chlorination. The pipe-line from the area of recharge on the catchment of The Hague has a length of some 40 km. and from the intake to the catchments of Amsterdam and Noordholland, some 100 km.

Report by Mr. Felius.

M. Gortani rappelle qu'il y a une vingtaine d'années, l'idée de résoudre des problèmes de mouvement de nappes souterraines par le mouvement du courant électrique en modèles réduits a été envisagée et réalisée par le regretté Ing. Umberto Puppini, professeur d'hydraulique à l'Université de Boulogne. Son mémoire a été publié dans les « *Memorie della R. Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna* » avant 1940.

Proceedings of the Session of 17th September, 1954 at 9.0 a. m.

Present : Messrs. Sayre (President), Fournier, Berkaloff, Glennie, Hawes, Goldschmidt, Kreps, Michon, Grahmann, Mortier, Sirén, Bolelli, Nerat de Lesguise, Schoeller, Suter, Tison, Jr., Gortan, Richter, Selon, Lyshede, Gell, Boniface, Volker, Santing, Sperling, Krul, Ebert, Grubinger, Aubert, Sitte, Nöring, Lippert, Rowntree, Appleby, Beeby-Thompson, Stow, Burdon, Dabell, Malesain, Wilm, Menezes Acciaiuoli, Sauvage de Saint Marc, Arminio, Wundt, Lugiez, Hellström, and Buchan (Secretary).

* * *

Dr. A. N. Sayre presided over the Third Session of the Commission at which the following reports were presented and discussed : —

18. Chemical qualities of water occurring in the Jordan Valley Area, by G. R. Wilson and D. H. Wozab, presented by D. J. Burdon.

19. High-rate artificial ground-water recharge at Peoria, Illinois, U. S. A., by M. Suter.

20. Ground-water recharge of a deeply buried artesian aquifer in Illinois and Wisconsin, U. S. A., by F. Foley and H. F. Smith, presented by A. N. Sayre.

21. Neuere Methodik der Grundwasserkartierung, by F. Sitte.

22. Etude des facteurs qui déterminent le comportement d'une nappe phréatique lors d'une réalimentation, by G. Schneebeil, presented by X. Michon.

23. Hydrogéologie du Bassin d'Ed Daou, by C. Safadi, presented by D. J. Burdon.

24. Groundwater in the Island of Cyprus, by D. J. Burdon.

25. Artificial groundwater supplies of Sweden, by V. Jansa, presented by B. Hellström.

The following papers were read in title only :

26. Geochemical studies on some chemical components and calcareous sinter of Shirahama hot springs, Wakayama Prefecture, Japan, by Kyoza Kikkawa.

27. Geochemical Investigation of brine waters of oil fields in Japan, by Kimio Noguchi and Seiichi Ueno.

28. On minor constituents in mineral springs of Japan, by Kenjiro Kinnura, Yuji Yokayama and Nagao Ikeda.

29. Water mass analysis applied to river outflows, by Shoitiro Hayami.

30. La recharge des nappes souterraines au moyen de puits centraux et galeries d'alimentation horizontales, by M. Wegenstein.

31. Etude quantitative de l'infiltration, by R. Pioger.

Discussion :

Report by Messrs. Wilson and Wozab.

Mr. Volker : « What has been the practical purpose of the conductivity measurements of the samples collected ? »

Dr. Burdon : « The measurements were made as part of the routine examination of the water in order to get a quick idea of the possibility of using the water for irrigation or domestic use and at the same time these measurements enabled the chemist to adjust the sample quantities required for the determination of the individual constituents. »

Report by Mr. Suter.

Professor Krul put the following question : « What is the distance of the pumped well from the recharge pit ? » « How long does the water take to travel from the recharge pit to the pumped wells ? » « What is the improvement of bacteriological quality ? »

Mr. Suter replied : to the first question, 100 ft. ; to the second question, five days ; and to the third question, that no *B. coli* was found in the well. The total count of bacteria in the well was 3 to 6, whereas in the raw water the count was 5000 to 10,000.

Mr. Boniface asked for information concerning the grading of the sand, in view of the high rates of infiltration through the six-inch sand layer.

Mr. Suter replied that the sand has an effective size of 1 mm. and a uniformity coefficient not more than 2.

Report by Messrs. Foley and Smith.

Dr. Burdon : « While the lines of equal sulphate content show an apparently significant relationship with the piezometric head, the deduction as to zones of recharge is not in itself valid unless the distribution of the sulphate prior to the commencement of artificial extraction is known or can be inferred. Is this earlier distribution known ? »

Dr. Sayre replied : « The distribution prior to extraction is not known. However, it can be inferred that during centuries or eons of slow circulation the water in a subterranean reservoir gradually takes on a chemical character consonant with the chemical character of the rocks that form the reservoir. Therefore, any part of the reservoir that has water of substantially different character presents an anomaly that must be explained in terms of chemical composition and/or movement of water. If the concentration of the water is notably lower than the general concentration of the water in the aquifer it must follow that water of lower concentration is being introduced (or recharged) into the aquifer at that point. »

Mr. Gell asked if there was any financial appreciations available to indicate the relationship between investment and effective return and benefit.

Dr. Sayre pointed out that the Association has been directed to discuss scientific aspects of hydrology rather than engineering or economic applications. He was sure that costs and benefits have been considered by one or more engineering societies and that information could be obtained from one of them.

Report by Mr. Sitte.

M. Grubinger : « Cette méthode, exacte en théorie, me semble peu couronnée de succès en cas pratique, car la porosité des différents sédiments est très variable.

Mais, surtout pour un plus grand territoire, la détermination des valeurs du « k » (ε après Thiem) est très difficile et peu sûre au point de vue de la précision.»

Mr. Sitte confirmed that the detailed researches carried out up to the present in the restricted area in the vicinity of an experimental well have shown variations of permeability of 1 to 30. He pointed out that in the paper he was dealing with the total and uniform flow of extensive areas of approximately 1,000 sq. km.

Report by Mr. Safadi.

M. Bolelli : « Le chiffre de 60 millions de m³/an correspondant à la réalimentation naturelle de la nappe me paraît énorme et surestimé. Il impliquerait une infiltration de 10 %, impossible sous de tels climats à en juger par ce qui se passe en Afrique du Nord. La réalimentation de la nappe, si elle existe (?), ne peut s'effectuer que lors des crues d'oueds ou des épandages artificiels de crues.»

Dr. Burdon : « The infiltration figure of 10 % of the rainfall, in a region where the only precipitation is in the order of 100 mm. is based on the following considerations. Rainfall occurs only in the cold winter and is normally of medium to high intensity. There is considerable run-off, the wadis flowing over permeable as well as impermeable beds. The flood waters collect in the centre of the Basin where they rest on permeable to semi-permeable Quaternary deposits.»

Mr. Santing : « Is the precipitation of 100 mm. a year concentrated into a very short rainy period ? »

Dr. Burdon : « The rainy period runs from October to March with greatest intensities tending to occur in November and in January-February.»

Mr. Stow : « What information is available on the seasonal variations in the flows of springs and foggera at each end of the basin. As this water is discharged over-ground and evaporates at Palmyne, could not water be conserved by controlling the outflow of the springs and foggera ? »

Dr. Burdon : « It is regretted that sufficient gaugings of the springs of the Basin are not available to enable seasonal fluctuations to be determined. Control of the outflow from the springs is difficult as it usually involves a lowering of the discharge level and so an alteration in the area commanded.»

Mr. Stow : « The Author has estimated the percolation from the aggregate flows of springs from the Limestones of the Kyrenian Hills. Does he consider there is any unmeasured outflow from the Limestone into the sea along the north coast ? There are springs on the foreshore to the west of Kyrenia.»

Dr. Burdon : « The limestones are overlaid by the Lapithos Chalks and the Kythrean molasse. There is no appreciable possibility that the water in the Hilarion Limestone could rise up through this cover and discharge beneath the sea. A small submarine discharge would be possible toward Cape Kormakiti where the limestones meet the sea; this would drain a very small portion of the outcrop. The springs on the coast west of Kyrenia issue from permeable Pliocene formations resting unconformably on impermeable Miocene clays.

Mr. Rowntree : « The Author has frequently referred to infiltration as a percentage of rainfall. Are conditions sufficiently uniform in this case to justify the assumptions underlying the use of percentages of rainfall ? »

Dr. Burdon : « Only in the results are the rates of infiltration expressed as percentages of the rainfall. Infiltration conditions are most irregular in Cyprus, and infiltration is considered to vary from 48 % to ni 1 % of the rainfall, taking into account slope, land use, surface run-off, as well as amount and intensity of the rainfall, and the nature of the underlying rock. It is realized that infiltration expressed as a percentage of rainfall is liable to misapplication, but it is the most convenient way in which to summarise results.»

Report by Mr. Jansa.

Mr. Goldschmidt asked whether or not a well constructed at one of the plants could be used to investigate the mechanics of percolation.

Mr. Hellström : « The tube wells used for the recovery of the artificial ground-water have a diameter of only 8 to 12 in., and are not suitable for the study of the mechanics of percolation. At one of the plants, viz. Eskilstuna, a 32 in. observation well has, therefore, been constructed at the centre of one of the infiltration basins. Special sampling pipes are inserted through the wall of the casing and extend about 7 ft. from the well into the pervious ground. The outer half of these pipes is spoon-shaped, so that a small part of the infiltrated and percolating water will be trapped and conducted to special sampling bottles in the tube. The sampling tubes can

be reached and operated from a lift running in the tube. Water flows from all of the sampling tubes except one.

Mr. Nörling said that as the percolating water stands under a pressure of 1 atmosphere it cannot enter into the perforated horizontal tubes where the pressure is higher than 1 atmosphere.

Professor Krul : « In the very coarse material of the eskers there is no question of under-pressure as the water percolates freely through the interstices. That is why Mr. Jansa can tap water from the horizontal tubes. On the other hand, in fine sands like dune sands, there may be under-pressure so that no water can be tapped by the tubes. In Holland we experienced this, and in an experiment we dug a canal and introduced half-circular steel channels perpendicular to the canal to collect the percolating water, »

Mr. Jacob : « I understand Mr. Hellström to say that 90 to 95 % of the water recharged in the eskers is recovered by the wells between the river and the esker. What are the sub-surface conditions that prevent water flowing in the opposite direction and not being recovered ? »

Mr. Hellström : « At several plants practically 100 % of the water recharged into the esker is recovered. The natural conditions are always such that the natural ground-water flows with a certain gradient towards a receiving river or lake in the vicinity of the plant. The artificial ground-water recharge plants are operated in such a way that the natural ground-water level upstream of the infiltration basins is kept unchanged. This is easily done by matching the rate of infiltration to the output from the production wells. This is also the reason why no, or very little, water is lost. Of course, the output from the wells equals the sum of the natural and artificial ground-water flow.

At the beginning of the operation of an artificial ground-water recharge plant a surplus of surface water is usually infiltrated, resulting in a certain loss of water. The infiltration will, however, be gradually reduced until the output from the production wells corresponds to the sum of the natural and artificial ground-water flow. A certain loss of water will, in certain cases, be allowed and maintained in order to prevent infiltration from the adjacent river or lake, i. e. from the original recipient of the natural ground-water from the esker. »

Mr. Santing : « The Author mentioned a minimum distance of some 300 m. between infiltration works and the wells. The minimum distance depends on the character of the soil and the gradient of the ground-water. Are these eskers so similar that such a general rule can be applied to them ? How long does the water stay in the ground on its way from the infiltration works to the wells ? »

Mr. Hellström : « It is true that the safe minimum distance between the infiltration works and the wells depends on the character of the soil, and the gradient of the ground water. The permeability of the Swedish eskers hitherto used for artificial infiltration do not differ within very wide limits. The effective size of the sand grains normally varies from about 0.1 mm. to about 1.0 mm. The core of the esker is generally coarser than the sand layers at the sides of it. Experience has shown that a distance of 300 m. between the infiltration works and wells has been safe in all cases, but is also necessary for the conversion of the infiltrated water into a good ground-water comparable to a perfect natural ground-water. At a few works where the sand layers are finer than usual, for instance at Karlstad, a distance of only about 150 m. has been considered as safe.

The duration of the passage of the infiltrated water in the ground between the infiltration works and wells has not been established experimentally, but according to estimates based on the known hydro-geological conditions of the esker, i. e. the distance between the infiltration works and wells, the wet cross-section of the esker, the porosity of the sand and the total ground-water flow indicate that the stay of the water in the ground has a duration of one to three months. It may, however, be possible to determine the time of flow experimentally by the use of isotopes or fluorescent dyes such as uranine. »

Mr. Boniface asked how far down the lining of the boreholes extended and at what depth the suction were placed.

Mr. Hellström : « The depth of the ground water in the eskers usually varies from 10 to 30 m. The strainers are, in most cases, placed at the bottom of the esker, where, as a rule, the sand is coarsest. The length of the strainer of the tube wells is normally 5 m. but at some works they are up to 10 m. long. The lining tubes

of the wells generally end at a level about 0.5 m. above the top of the strainer. The depth of the ground-water surface below the ground level at the site of the wells varies from 2 to about 20 m. »

Proceedings of the Session of 17th September, 1954 at 2.30 p. m.

Present : Messrs. Schoeller (Chairman), Schroeder, Wundt, Ebert, Jacob, Sperling, Santing, Volker, Boniface, Gell, Lyshede, Richter, Nöring, Selzer, Stow, Burdon, Klein, Suter, Pardé, Tops, Taltasse, Maria, Langbein, Michon, Michael, Hawes, Goldschmidt, Rowntree, Gazzolo, Mortier, Kreps, Lippert, Berkaloff, Fournier, Tison, Jr., Tison L. J., Allard, d'Arminio, Stretta, Nerat de Lesguise, Grahmann, Serra, Morandini, Gortani, Dressler, Gulli, Monition, Beeby-Thompson, Abbadessa, Chevalley, Visentini, Sayre, Penman, Vivier, Sestoft, Tonini, D., Tonini, M., Acciaiuoli, Evola, Sitte, Furreddu, Marchetti, Dabell, and Buchan (Secretary).

* * *

Professor Schoeller presided over the Fourth Session of the Commission, at which the following reports were presented and discussed : —

32. Occurrence and utilization of Ground Water in the United States, by H. E. Thomas, presented by A. N. Sayre

33. Groundwater in the Hashemite Kingdom of the Jordan, by D. J. Burdon.

34. Infiltration rates in the Yarmouk Basin of Syria-Jordan, by D. J. Burdon.

35. Die Grundwasservorkommen im Gebiete der Deutschen Bundesrepublik; ihre Nutzung und ihre kartographische Darstellung, by R. Grahmann.

36. Sur une anomalie hydrogéologique des marnes de la région de Fès (Maroc), by P. Taltasse.

37. Groundwater in Syria, by D. J. Burdon, S. Masloum and C. Safadi.

38. Les eaux souterraines en Calabre et en Lucanie, by B. Gulli.

39. Les phénomènes carstiques et l'hydrologie souterraine dans certaines régions de l'Italie, by C. F. Cappello, G. Mangeroni, A. Pasa, Lippi-Boncampi et C. Antonelli. M. Ortolani et E. Malisani, presented by E. Malisani.

40. Etude de la nappe souterraine à l'ouest de Fassano (Cuneo), by F. Abbadessa.

The following papers were read in title only : —

41. Les ressources des eaux souterraines de l'Afrique Occidentale Française, by J. P. Kryn.

42. Les eaux souterraines de la plaine Lombarde, by U. Custer.

43. The Occurrence and utilization of ground water in New Zealand, by B. W. Collins.

44. Formations aquifères de Belgique et leur utilisation, by L. J. Tison.

Discussion :

Report by Mr. Thomas.

Dr. Burdon : « Is the water from boreholes in the Columbia River basaltic area pumped for irrigation or for domestic use ? If for irrigation, from what depths and at what rates is water pumped ? »

Dr. Sayre : « Water from basalts is used for domestic, municipal irrigation and industrial uses. In many areas the yields range up to 5,000 gallons per minute and drawdowns are measured in fractions of an inch. The pumping level ranges from forty or fifty to seven or eight hundred feet. »

Mr. Nöring : « One of the deepest wells for drinking-water supply is at Eden in Texas, with a depth of 1,200 metres. How deep is the deepest fresh-water well in the United States of America ? »

Dr. Sayre : « The deepest domestic well I know is at Mesa Verde National Monument where the water level is over 5,000 feet below land surface. »

Mr. Boniface stated that in estimating the quantity of ground water used, the public water supply services could doubtless give fairly accurate figures for their output. In the case of industrial users, however, he would be glad to know if they were under any obligation in U. S. A. to furnish information concerning the quantity

of water used to the U. S. Geological Survey to enable a reasonable estimate of total industrial consumption to be obtained.

Dr. Sayre : « The quantities of water used by individual industries is an index to their production and is therefore carefully guarded. However, industries have been co-operative with our surveys and have provided quite reliable generalized figures although they are not obliged to do so. »

Report by Dr. Burdon : (Jordan paper).

Mr. Stow : « Is it possible that the Nubian Sandstone on the south may be drained at depth by coarse silts into the Wadi Yitum and into the sea at the Gulf of Aquaba (beneath the fine silts of the Wadi Araba). Six hundred feet of coarse silts (mainly from Nubian Sandstone) were found in a boring North of the Wadi Yitum. If this is correct could not much ground water be conserved by constructing a sub-surface dam in the narrow Wadi Yitym ? »

Dr. Burdon : « It is doubted that there is any extensive sub-surface flow in the Wadi Yitum or the Wadi Araba. This conclusion is based on the comparatively small size of the lens of fresh water found overlying the saline water at the head of the Gulf of Akaba. Only if the deep coarse aquifer were isolated by an impermeable layer from the upper and more silty aquifer could water in the deep aquifer discharge beneath the sea, as would be necessary if Mr. Stow's idea were correct.

It is considered that a sub-surface dam beneath the Wadi Yitum would have to go down too deep to find bed-rock and that as this bed-rock is of shattered pre-Cambrian granite it would prove permeable. A borehole would seem a better method of tapping any such sub-surface flow. »

Report by Dr. Burdon : (Syria-Jordan paper).

M. Dr. Stretta : « J'ai eu l'occasion d'étudier sous l'égide de l'UNESCO les zones arides du S.E. de la Turquie (bassin de Dyierbakir) où affleurent des basaltes quaternaires de même type avec une pluviométrie sensiblement identique. Quoique certaines différences aient été observées dans les taux de ruissellement et d'évaporation, on note cependant un taux d'infiltration variant de 8 à 12 % selon les secteurs, avec la présence de belles sources dont trois débitent 200 l/s environ, ce qui semble confirmer les observations de M. Burdon. »

Dr. Burdon : « Dr. Stretta's confirmatory observations on basalts lying along the Turkish/Syria frontier are of much interest. Variations in run-off would probably be due to differences of topography between the area examined by Dr. Stretta and the Yarmouk Basin.

Report by Dr. Grahmann.

M. Pardé : « Quelles sont les plus grosses sources vauclusiennes de l'Allemagne. Le conférencier indique en premier lieu la source de l'Aach, 10 m³/sec, qui représente de l'eau perdue par le Danube vers Immendingen.

Monsieur le Professeur Wundt indique que la source de la Partnach voisine de la Zugspitze en Bavière donne 4 mc/s. en moyenne, une autre celle de la Rhume près de Göttingen, près de 2-3 mc/s, d'autres sources karstiques donnent 1-2 mc/s.

Report by Mr. Taltasse.

M. Pardé fait ressortir l'importance de la communication faite par M. Taltasse. Elle apporte une preuve de plus que l'influence hydrologique des divers terrains est extrêmement différente, en des cas nombreux, de ce qui l'on enseignait naguère comme des dogmes en matière de perméabilité et d'imperméabilité.

M. Dr. Stretta : « Des phénomènes analogues ont été observés sur les Hauts Plateaux, Algéro-Marocains et en Algérie au Chott ah Chagui (M. M. Gautier).

Des échantillons de terrain pris par carottage ont permis d'observer des canalicules de circulation d'eau dont certains pouvaient avoir une section de 4 à 6 mm².

Report by Dr. Burdon (Syria paper).

Professor Wundt : « A very large spring is said to flow in the basin of the River Khabour in Syria. Can you give any information about this ? »

Dr. Burdon : « The Ras-el-Ain spring has a yield of some 20 cubic metres per second and drains into the Khabur River. It rises from Middle Miocene limestone as described in III-8 of the paper. »

M. Pardé émet diverses remarques et pose des questions sur les plus puissantes sources vauclusiennes reconnues dans le monde.

Dr. Burdon : « It is hoped that a detailed study of the hydrology of Ras-el-Ain and its associated springs will be made in 1955. »

Report by Mr. Gulli.

M. Pardé a félicité Monsieur Gulli pour sa belle conférence et rappelle que l'auteur aussi savant sur les eaux superficielles que sur les eaux souterraines a publié récemment un mémoire magistral sur la crue catastrophique d'Octobre 1951 en Calabre.

M. Gulli a remercié M. Pardé pour les félicitations pour sa relation et dit que son mémoire sur la crue catastrophique d'Octobre 1951 en Calabre a été publié dans le « *Giornale Del Genio Civile* » n. 3-4, mars-avril 1952, Rue Nomentana 2 Roma; et vient de paraître aussi dans les « *Annali Idrologici* 1951 » Libreria dello Stato, Piazza Verdi Roma, qui sont en cours d'impression.

M. Tonini intervient pour mettre en évidence l'application faite par M. Gulli de la méthode de Varlet-Conti pour l'étude des réservoirs artificiels aux grands réservoirs souterrains ».

M. Gulli : « Je crois que la méthode Conti pour l'étude des réservoirs artificiels appliquée aux grands réservoirs d'eau souterrains qui se trouvent dans des conditions particulières peut donner des indications utiles sur les écoulements probables du réservoir naturel. »

Proceedings of the Session of 21st September, 1954 at 2.30 p. m.

Present : Messrs. Sayre (President), Allard, Grahmann, Richter, Krul, Santing, Volker, Aubert, Dabell, Gell, Pardé, Beeby-Thompson, Boniface, Rowntree, Grubinger, Schoeller, Bolelli, Burdon, Stretta, Monition, Nerat de Lesguise, Suter, Selzer, Nöring, Blaney, Gerlier, Goldschmidt, Hawes, Michon, Berkloff, Castany, Visentini, Supino, Blanchard, Tison and Buchan (Secretary).

* * *

Dr. A. N. Sayre presided over the Fifth Session of the Commission at which the following reports were presented and discussed : —

45. Sur l'état actuel des recherches hydrologiques par la méthode des traceurs radioactifs, by P. Urbain, presented by J. Aubert.

46. Certaines caractéristiques des nappes artésiennes et leur façon de se conduire du point de vue hydraulique, by G. Supino.

47. Contribution à l'étude des phénomènes de drainage naturel des nappes, by L. Monition and M. Nerat de Lesguise.

48. The effect of land management practices on ground water, by H. C. Barksdale and I. Remson, presented by A. N. Sayre.

49. Contribution à l'interprétation de la surface piézométrique des nappes phréatiques, by E. Bolelli.

50. Critères pour l'évaluation des ressources en eaux souterraines des Pouilles de la Lucanie et de la Basse Neolise, by L. Zorzi, presented by E. Blanchard.

The following papers were read in title only : —

51. Unsteady radial flow to a pumped well allowing for delayed yield from storage, by N. S. Boulton.

52. Comparaison de l'efficacité des drains et des tranchées à l'aide d'essais sur rage, modèles, by J. Zeller.

53. Differentiation of valley deposits by electrical earth resistivity, by M. B. Buhle.

54. Importance des Eaux Souterraines en Espagne, by Ray Pastor.

55. La géologie et la géophysique pour la recherche des eaux souterraines dans la plaine de Marsiliana, by A. Manfredini.

56. Revivification d'une source par des travaux de terrassements et de reboisement dans son bassin d'alimentation, by R. Ambroggi.

57. Geology and ground-water resources of the Anjar-Khedoi region, Eastern Kutch (India), by G. C. Taylor, jr., and B. D. Pathak.

58. Ground-water geology of the Pali region, Jodhpur Division, Western Rajasthan, India, by G. C. Taylor jr., A. K. Roy and D. N. Sett.

59. Ground-water geology of Purna Valley, Madhya Pradesh, India, by A. K. Roy.

60. Système de classification des sources, par F. Papp.

61. Recherche graphique sur la corrélation entre la fluctuation de la nappe phréatique et celle de la température par Endre Nemeth.

Discussion :

Report by Mr. Urbain.

Professor Krul asked if similar work was being done in other countries and stressed the fact that as slow sand filters seem to be sufficient to deteriorate isotopes that have contaminated surface water, it is probable that isotopes will be absorbed by fine sand and clay.

Professeur Aubert : « Je pense que tous les isotopes ne se détériorent pas de la même façon à la traversée du sol. En tout cas, dans l'exemple cité par M. Urbain, la fluoresceine avait été adsorbée par le sol alors que l'iode a pu être décelée. »

Mr. Nöring referred to work being done in Germany about which Dr. Richter might be able to give some information.

Dr. Richter said that work was in hand but that results were not yet available.

M. Santing : « Je voudrais me référer aux expériences de M. Urbain concernant la résurgence probable des eaux d'un lac en montagne (Pyrénées ?). Le fait que les résultats des expériences ont été négatifs, ne prouve pas que l'eau de la source n'est pas originaire du lac, si le chemin souterrain de cette eau est très long et si par conséquent le temps de séjour de l'eau dans le sous-sol est grand (par exemple une année). »

Professeur Aubert : « Je suis d'accord. »

Mr. Suter : « We discussed the use of radioactive tracers in Peoria. As we have near our pit a factory that uses C^{14} in physiological tests it did not want its water supply contaminated. We wonder how great is the danger of such a contamination. »

Professor Aubert remarked that he had insufficient information to vouchsafe a reply.

Dr. Sayre added — « The tracing of ground-water movement becomes increasingly important. Existing tracers such as fluorecin are not satisfactory because certain types of minerals adsorb them. Thus their absence at a suspected point of discharge does not constitute proof that water does not move through the formation. Thus far, our experiments with radio-active tracers in the United States have failed to discover safe isotopes that are not subject also to adsorption. Thus, the lack of positive tracer reaction does not prove that movement along supposed channels does not take place. »

M. Michon : « Il convient de préciser que la distance entre l'injection et l'observation était, à Sane Poncon, relativement faible, de l'ordre de quelques centaines de mètres. »

Report by Messrs. Monition and Nerat de Lesguise.

M. Volker a demandé quelques renseignements sur l'étude sur l'influence de la marée dans la zone côtière, est-ce que les hauteurs de la nappe piézométrique ont été observées aux heures de la marée seulement ?

M. Nerat de Lesguise : « L'influence de la marée dans la zone côtière schisteuse est nulle. Les observations ont été faites à intervalles réguliers, 4 fois par jours, suivant plusieurs profils perpendiculaires à la côte; aucune variation du niveau hydrostatique ni de la composition chimique des eaux n'ont pu être enregistrée. »

Mr. Dabell : « As a revision of water laws and rights is essential for the conservation and equitable distribution of ground water in many parts of the world, I should like to know whether such an objective had been considered by the author when drawing up their excellent hydrological map. »

M. Nerat de Lesguise : « Actuellement les possibilités de pompage sans autorisation sont de 200 m³ jour au maximum; au delà, une autorisation est nécessaire tant pour obtenir une répartition équitable des eaux que pour éviter une sursature des eaux, principalement dans la zone côtière. »

Report by Mr. Boelli.

Mr. Suter referred to a similar case at Peoria where a deep buried valley was

claimed by geologists to be a good source of water. It was, however, found to be filled with clays and no supply was obtained from any of the ten wells drilled in it.

Dr. Burdon : « When the slope of the piezometric surface increases within a formation, the inference is that the permeability has decreased and that a greater head is required to force the water through the less permeable area. Mr. Bolelli has drawn attention to the practical importance of the inference which can be drawn from a steepening of the piezometric surface. »

Report by Mr. Zorzi.

Professor Schoeller : « Il est intéressant de noter que dans la région des Pouilles existe un ouvrage remarquable d'adduction d'eau potable, un aqueduc qui part de la source Caposele traverse les Appenins, alimente avec ses embranchements toutes les localités jusqu'à Lecce, ouvrage unique au monde et qui fait honneur à l'Italie. »

Professor Krul also spoke.

Proceedings of the Special Meeting of 23rd September, 1954 at 2.30 p. m.

Present : Messrs. Sayre (President), Boniface, Dabell, Grahmann, Burdon, Hawes, Goldschmidt, Suter, Selzer, Schoeller, Monition, Schroeder, Nöring, Tonini, Drioli, Michon, Volker, Krul, Acciaiuoli, Berkloff, Lippert, Wundt, Aubert, Smetana, and Buchan (Secretary).

* * *

Dr. Sayre presided over a special meeting called to review the Commission's activities and suggest subjects to be studied before the next Assembly at which they would be discussed.

General satisfaction was expressed at the growth of interest in the work of the Commission, indicated by the large number of papers presented, by good attendance at the sessions and by active discussion, but there was a feeling that future meetings would be improved if more time could be devoted to the discussion of important papers.

Dr. Goldschmidt suggested that, in future, papers on regional hydrology and on engineering hydrology be excluded or shortened.

Mr. Volker did not agree with the exclusion of papers on engineering hydrology.

Dr. Burdon pointed out that as at present up to three papers with a limit of 3,000 words each are invited from every country adhering to the Union, some new method of restriction or selection would have to be introduced.

The Secretary reminded members that subject to permission being given by the Bureau any country may submit more than three papers if they are of sufficiently high standard.

Professor Krul proposed a reduction in the number of papers by selection at national level, followed by a further selection by a small committee consisting of the President, Vice-President, and Secretary.

Professor Schoeller asked who would be responsible for the national selection of the papers.

Professor Krul suggested that this might be done by the respective National Committees. In Holland such a committee selects authors to prepare reports.

Dr. Sayre drew attention to the particular difficulties, both of large countries where it would be difficult for a committee to meet and of very small countries where the writer of a paper might be the only authority to act as selector.

Dr. Goldschmidt pointed out that according to the rules papers must be accepted and forwarded by the National Committees.

The Secretary suggested that all papers accepted be published in abstract and that only those selected be published in full. The author of any paper published only in abstract would be free to publish the main paper elsewhere.

Mr. Goldschmidt recommended that papers submitted should not have been accepted for publication elsewhere and that copyrights should be held by the Union of all papers published in its transactions.

After further discussion it was agreed to recommend that :

1. The formation of National Committee be encouraged in each adhering country.
2. Reports be sent to these Committees to select papers of scientific merit for submission to the Commission.
3. Abstracts of all papers accepted by the Commission be circulated.
4. A further selection of papers for publication in full, be made by an international committee consisting of the President, Vice-President, and Secretary of the Commission in consultation with the Secretary of the Association of Hydrology. This Committee to be responsible for deciding which of the papers recommended for publication be discussed and which be taken as read.
5. Authors be free to publish their papers elsewhere only by agreement with the Secretary of the Association.
6. No paper be accepted if it has been published elsewhere.
7. Copyright of all papers printed in the transactions of the Union be held by the Union.

The subjects for the next Assembly were then discussed :

Dr. Nöring proposed « Methods of mapping ground water » and suggested that the scope of this should be to show, among other things, the region of replenishment and the quantity, properties and quality of available ground water.

Dr. Burdon suggested that the Commission might consider methods of estimating ground-water resources and of showing the results on maps.

Mr. Volker proposed as a subject — « Contamination of ground water by saline water » to include influence of pumping, drainage, mineralization of water and geochemistry.

Mr. Goldschmidt recommended a joint meeting with the commissions of Surface Water and of Soil Erosion, to discuss the role of vegetation, and cultivation of a catchment, in the hydrological cycle.

The Secretary suggested that the Commission should also accept papers on any new topic of ground-water research such as the use of radioactive substances for tracing.

Dr. Goldschmidt asked if legislation on water could be discussed.

The Secretary pointed out that information in this subject could be exchanged through the Corresponding Members.

Mr. Boniface enquired if members could be allowed to see the original papers before their discussion.

The Secretary replied that this would be met by publishing the papers and circulating them before the meeting. He undertook to ask the Secretary of the Association if this would be possible.

Professor Krul and Mr. Goldschmidt both asked that questions selected for discussion at the next Assembly be circulated as soon as possible.

The Session of the Commission was then concluded.

FLUCTUATIONS DES NAPPES AQUIFÈRES

FLUCTUATIONS OF GROUND-WATER LEVELS IN NEW ZEALAND AND THEIR SIGNIFICANCE

by

B. W. COLLINS

(N. Z. Geological Survey, Christchurch, New Zealand)

Summary.

Measurements of the changes in water level in wells have been made so far in New Zealand largely by manual methods at intervals of a week or more. In two irrigated areas in Canterbury — Levels Plain and the Ashburton district — they have shown that a recent rise in average water-table level, causing drainage difficulties in some areas, was most probably due to increased rainfall rather than to leakage of irrigation water. Fluctuations in artesian levels in wells in the Christchurch area show a high degree of correlation with rainfall and no relation to river flow except in wells very close to the streams (where the effect is considered to be due to increased pressure and not actual addition of water). The effect of heavy pumping of a large new well near Mosgiel on existing wells in the district was studied utilizing water-level measurements; and similar data over a 20 year period showed that high water-table levels in the Rangiora district of North Canterbury were due to a series of years of exceptionally high rainfall, and would probably decline with a return to normal precipitation. Water-level measurements on an extended scale will no doubt be needed to guide control of the development of ground water provided for in the recent Underground Water Act, and they will also be necessary in the study of water-supply and drainage problems and to determine whether irrigation has been responsible for the waterlogging of farm land.

* * *

Introduction.

The measurement of water on and above the surface of the earth has long been recognized as essential to the proper development of water resources for the use of man, as well as in the design of schemes for the control of excessive amounts of water.

Measurements of ground water have received less consideration, and, in New Zealand at least, it is only in recent years that their importance has been at all widely realized. The rate of movement of water underground, however, is usually difficult to detect and often impossible to measure accurately. Moreover, a knowledge of the actual rate at which ground water moves through the interstices of the earth may not provide a great deal of useful information. Because of the great variability in texture and thickness of the formations constituting the underground reservoirs and conduits, it is frequently impossible to be sure whether the measured rate is really representative of the movement of water in a larger area or at different depths. Again, the conversion of a rate into a quantity of water depends on the largely unknown factors of the permeability, porosity, thickness, and lateral extent of the water-bearing material. It is fortunate, therefore, that the relatively easily-acquired records of fluctuations of water levels in wells provide much of the desirable information. The water level in a well is an accurate and dependable indicator of all changes in the regime of the aquifer penetrated by the well, just as the telltale on a water tank or reservoir responds to all variations in inflow and outflow.

Undoubtedly the main purpose of periodical measurements of the water level in wells is to determine changes in storage in the aquifers, and hence changes in the rates of discharge and recharge. Even when these rates remain sensibly constant, however, it is found that in many wells, especially those in confined aquifers, the water level fluctuates almost constantly and in a very complicated manner. Well water levels are sensitive to every force that acts upon the body of water with which

the well communicates. Fluctuations may be produced not only by variations in recharge and discharge, but also by pressure changes such as those due to variations in atmospheric pressure, ocean tides, earth tides, earthquakes, moving weights such as railway trains or tramcars, changes in stream and lake stage, and the confinement of ground air by a wetted or frozen soil surface.

Careful selection of observation wells so as to avoid if possible unwanted effects, such as those due to pumping of nearby wells, and detailed analysis of the records and comparison with other hydrologic data, are necessary for the correct evaluation of the effects of specific factors.

The Use of Records of Ground-Water Levels in New Zealand.

Although a large number of ground-water investigations have been made in New Zealand, most of the early work was of a qualitative rather than of a quantitative nature and made no use of records of fluctuations of well levels. One notable exception is the work of Hutton (1896) in connection with artesian wells in the Christchurch area, which was continued and expanded by Speight (1911), Hilgendorf (1912, 1917, and 1926), and Symes (1917). More recently water-level records have been used to study the relation between irrigation and water-table levels, in order to discover whether leakage from irrigation canals or deep percolation on irrigated land has caused a raising of the water table and contributed to the water-logging of farmlands. Water levels have also been useful in investigations concerned with the source of recharge of ground water, the necessity for and efficacy of land-drainage schemes, the direction of movement of ground water, interference between wells, and the hydraulic characteristics of aquifers. Some examples of the use of records of ground-water levels in New Zealand are briefly discussed in the following paragraphs.

Irrigation, Levels Plain.

One of the earliest irrigation schemes in Canterbury was established on Levels Plain, near Timaru, at the southern end of the Canterbury Plains, in 1935. Water levels in observation wells sunk specially for this purpose have been measured approximately fortnightly since that date by the Works Department, which is responsible for the construction and operation of the scheme. Water for the scheme is obtained from the Opihi River at the apex of the low-gradient alluvial fan that constitutes the plain, and is distributed in open canals or races to the farms requiring irrigation. The water is applied to the pastures mainly by the borderdyke method, though a few crops have been irrigated by means of furrows. The water table is normally about 15 feet below the surface in the upper part of the plain but approaches more closely to the surface towards the coast where areas of swamps, only partly drained, existed before irrigation commenced. The water-level records, when compared with rainfall and periods of irrigation clearly show that the water-table level closely follows rainfall, which is responsible for all the major fluctuations. A rise in average water level between 1938 and 1946 was associated with a greatly increased rainfall at this time, following a period in the late 20's and early 30's when rainfall was very much below normal. Graphs of the cumulative departure from normal of rainfall show a pronounced trough in 1935 followed by a steep rise to a peak in 1946 of a higher value than had been reached at any time since the beginning of the rainfall record in 1897. In the early years of the scheme observation wells adjacent to certain parts of the race-system showed rises in level attributable to leakage, and similar rises occurred immediately down slope of a very heavily irrigated demonstration area. The ground-water mounds so created were rapidly dissipated, however, and the effects could not be traced far from the probable source of the water. The highest water-table levels have invariably occurred in seasons when rainfall was high and the amount of irrigation water used very small. Drainage improvements in the lower parts of the area, completed in 1947, appear to have resulted in a lowering of average levels, though the great fluctuations due to rainfall make interpretation of the records somewhat difficult. The main conclusion, that the effects of leakage from irrigation races and downward percolation of excess water from irrigated areas have been small, is, however, well established.

Irrigation, Ashburton.

A similar water-level programme has been in operation in Ashburton County since 1944, in connection with the development of major irrigation schemes there. This area is also a part of the Canterbury Plains, which are composed of generally permeable alluvial gravels with minor amounts of sand and silt. As at Levels Plain, there was a pronounced rise in water-table levels in the years 1945 and 1946, which coincided with the inception of the scheme and was naturally attributed by those farmers suffering from drainage difficulties to the leakage of irrigation water. Again a comparison of ground-water levels with precipitation records shows a very close correlation. Rainfall in those two years was a record at many stations in Canterbury, and the cumulative excess of rainfall above the long-term normal reached a peak value. In the Ashburton area waterlogging of land was no doubt accentuated by the deterioration of artificial drainage systems that had been allowed to take place during the period of low rainfall culminating in 1935.

It is to be noted also that, as far as may be judged from rather scanty records, water-table levels in un-irrigated areas of the Canterbury Plains have followed very closely the trends characteristic of the irrigated areas — i. e., rising levels between 1935 and 1946, with peaks in years of high rainfall, followed by a decline in the years 1947-50 and another peak in the wet year 1951. In these recent wet periods drainage difficulties have been experienced almost simultaneously in areas far removed from one another, and in districts in which there is no irrigation as well as in and near irrigated areas.

Water Supply, Christchurch.

Measurements of the water level in two artesian wells at the Canterbury Museum, Christchurch, were first made in 1894 (Hutton 1896), and later by Speight (whose results were discussed by Hilgendorf (1926)). No measurements were made between 1904 and 1910, 1916 and 1924, and from 1925 until 1947, when arrangements were made by the Geological Survey to have the two wells measured weekly. It is unfortunate that the record is incomplete, but it is considered that the following facts are established :

(1) The hydrographs of the two wells, which are of different depths (90 ft and 190 ft) and have static levels differing by about 7 ft, are remarkably similar. All the major and many of the minor peaks and troughs are coincident and usually of approximately equal amplitude.

(2) After rain there is a very rapid rise in level, which some time after the cessation of rain is followed by a more gradual decline. Water-level rises have sometimes occurred after such small falls of rain that it seems unlikely that any water could have percolated to the water table (Symes, 1917). Both short-term and long-term fluctuations correlate closely with local rainfall, rather than with rainfall recorded at stations on the more distant parts of the plain or in the high country to the west.

(3) None of the fluctuations in these wells can be correlated with changes in the level or flow of the Waimakariri a major river flowing about 6 miles to the north, or of the Selwyn River some 15 miles to the South.

(4) The level in 1951, after several months of heavy rain, was higher than had been measured since 1898.

(5) The average level (in both wells) during the period 1948-52 was almost the same as during 1901.

(6) Both hydrographs show a distinct downward trend from 1894 to 1902.

It is believed that the following conclusions may be drawn from these facts :

(1) Rainfall is the most important factor affecting ground-water levels in the artesian area, and is presumably the main source of the ground water. Contrary to previous opinion, there is no evidence that leakage from the rivers flowing across the plains from the mountainous area to the west is an important source of water. The larger rivers, being fed by rain in their mountainous catchment areas, are frequently in flood when the weather is fine over the plains, and at low stage when there is rain in the Christchurch area and on the plains generally. Even allowing for a time-lag there is no trace of any influence of river stage on the artesian well levels.

(2) Pressure effects, due to the confinement of air beneath a wetted soil surface

or to the additional load imposed, are probably responsible for the rapid rise taking place after light rains. Alley (1951) considered all fluctuations correlated with rainfall to be due to pressure effects rather than infiltration, and hence suggested that leakage from the Waimakariri River must be the source of supply. The writer is unable to find any evidence supporting such a suggestion, and considers infiltration of rainfall on the intake areas of the artesian aquifers to be a much more probable source of the ground water. The intake areas are probably only a few miles west of the city, where deep wells have shown the absence of artesian conditions and where the water table stands at a greater altitude than that of the piezometric surface of the city wells. Lack of relation between ground-water and river levels, the fact that well levels continue to rise after the cessation of rain, the rise of water level in open wells and pits extending below the water table, and the long-term correlation between rainfall and ground-water levels are, in the opinion of the writer, sufficient to show that infiltration of rain water does occur.

(3) After an initial decline in levels (from 1894 to about 1900) there has been no further overall fall. Levels have fluctuated above and below a mean value. The inference is that the aquifers supplying these wells are not being overdrawn; indeed, it is quite possible that considerably greater quantities of water could be used with safety.

How far the behaviour of these wells may be taken as representative of other parts of the artesian system is, however, unknown. In other parts of Christchurch, many well-owners, both private persons and industries, believe that there has been a significant decline in artesian head, which is becoming progressively more serious. Unfortunately there are no reliable measurements as yet to substantiate this claim, but if it is true it may mean that there are what Thomas (1951) calls « pipeline » problems in connection with the Christchurch artesian reservoir — i. e., the ability of the aquifers to transmit water is inadequate, though the amount of available recharge is more than the amount of water withdrawn by means of wells. Alternatively, the reported decline may be due to interference between wells, which is inevitable when any aquifer is developed and is more noticeable in artesian systems than under water-table conditions. It is also likely that at least part of the supposed decline in water levels is in reality a reduction in yield of wells due to the silting up of old wells or their partial blocking by rust or other incrustations. This discussion only serves to emphasize the vital need for accurate and reliable records of ground-water levels so that questions regarding the potentialities of ground-water reservoirs can be properly studied. In the present case the future of the public supply of the city of Christchurch (population about 150,000) is bound up with the ability of the artesian system to continue to deliver water at a rate that will doubtless increase beyond the present estimated average of 30 million gallons a day (including the water used by industries and private persons within the artesian area and not connected with the city supply).

Water Supply, Mosgiel.

Ground water is utilized by many farmers, some industries, and the borough of Mosgiel on the Taieri Plain in the Otago district. In 1948 the Dunedin City Council sank a well in this area to supplement their public supply, which is derived from surface sources and was inadequate. About the same time the water level in a number of farmers' wells declined and some wells actually went dry. Naturally the Dunedin City Council's operations were blamed. Farmers' organizations and the Mosgiel Borough Council requested an investigation, with a view to taking action to have the City restrained from withdrawing water from the area if the lowering of water levels was shown to be due to the operation of the City well. The Geological Survey was called in to report on the matter. Fortunately a long-term record of water-levels was found at the Mosgiel Woollen Mills, and the Borough had also had sufficient foresight to take some measurements in their own well covering the period of test-pumping of the new City well. These records established: (1) that pumping the City well rapidly lowered water levels in wells up to about a mile away, indicating that subartesian or confined-water conditions existed; (2) that the levels recovered after pumping ceased; (3) that deficient rainfall during 1948 was accompanied by a general decline in water levels throughout the area, which was probably mainly responsible for the farmers' difficulties; and (4) that the

average water level in recent years at the Mosgiel Woollen Mills was lower than would have been expected considering the rainfall experienced. This last fact may be due to one or a combination of several factors, including : (1) improvements in land-drainage in parts of the Taieri Plain, which have lowered the water table; (2) over-draft of the ground-water supply by the Mills or by other industries in the vicinity; and (3) rainfall on the intake area of the aquifer being less in recent years than that at the rainfall station whose records were used for comparison.

Evidence was inadequate to determine whether continued pumping of the Dunedin City Well would adversely affect ground-water supplies on the Taieri Plain generally, but it was shown that interference due to the relatively great drawdown (75 ft) was certainly appreciable. Continued observation of water levels and the keeping of records of pumpage and rainfall were recommended; and it was also suggested that a well close to the Taieri River might have less effect on water levels in the Mosgiel district as it would probably derive most of its water from this river by induced infiltration. The Dunedin City authorities have since sunk several test wells near the river and tests appear to have been very satisfactory, indicating movement of river water towards the pumped well and the probability of little interference with existing wells.

Drainage, North Canterbury.

Daily records of the water level in the Rangiora Borough well have been kept since about 1931 — the longest continuous ground-water level record in Canterbury. These were very valuable in connection with an investigation into the merits or otherwise of an expensive land-drainage scheme for the surrounding area proposed in 1946, at a time of high water-table level after a series of years of very high rainfall. Later the water table declined, during a period of low rainfall, and the need for the scheme became doubtful. A controversy arose between a number of farmers in the area, who opposed the scheme, and the drainage authority, which wished to implement its plans. The matter came before the Parliamentary Petitions Committee, which called the Geological Survey to give evidence. The water-level records combined with rainfall data showed clearly that the level of the water table was controlled largely by the rainfall, and that the record high levels of 1944-46 were associated with unprecedented rainfall. It was considered that a major drainage scheme, estimated to cost more than £250,000 was not justified, when it was likely that with a return to normal rainfall intensity the water table would recede naturally to lower levels. The construction of the scheme has been indefinitely postponed (Collins, 1950).

Miscellaneous Applications

A knowledge of the range of fluctuation in water-table level over a long period is useful in estimating the desirable depth of a proposed well, so that it will not go dry during droughts nor be unnecessarily deep and hence expensive. Fluctuations over a few years of as much as 80 ft have been observed in some parts of the Canterbury Plains, and many wells sunk when the water table was high have since failed.

Measurements of water level at different pumping rates are necessary for the determination of the specific yield of wells and for the estimation of maximum yield or yield at drawdowns other than those measured. Successful predictions of specific yield of new wells, based on the performance of nearby wells of similar depths and types of construction, and of ultimate yields or yields at stated drawdowns, have been made in Canterbury, especially where the alluvial beds are fairly uniform in character.

Fluctuations due to Pressure Changes.

Tidal, barometric, and other types of fluctuations have also been observed in Canterbury wells, a study of which will no doubt lead to a better understanding of the hydraulic properties of the aquifers. Artesian wells in the Christchurch area have been observed to fluctuate in response to earthquakes (Hilgendorf, 1926), moving trams (Symes, 1917), tides (Speight, 1911), and changes in atmospheric

pressure (Hilgendorf, 1926). The writer has observed some of these types of fluctuations, and also has been informed that artesian wells at Kainga rise during floods in the nearby Waimakariri River. It seems probable that this last-mentioned phenomenon is due to the additional loading on the unconsolidated alluvial strata imposed by a depth of say 10 feet of water over a river bed some 400 yards wide, rather than to any direct connection between the river water and the artesian aquifers. This is confirmed by the suddenness of the rise during a flood and the equally sudden fall in artesian head on the passing of the flood peak and the return of the river to normal stage. Observations have shown that water levels in wells near the river return quickly to their pre-flood level, indicating, in the view of the writer, that there has been no significant change in storage in the aquifer. Changes in ground-water level that can be correlated with changes in river stage have been noted only in wells less than half a mile from the Waimakariri River. As has been mentioned in an earlier section, floods in this river have no effect on artesian wells in the city area indicating that there is no direct hydraulic connection between the river and the artesian aquifers.

The fact that the artesian wells of the Christchurch area fluctuate in response both to changes in atmospheric pressure and to changes in loading due to tides, floods, and moving weights shows that the aquifers and the aquicludes (the impermeable confining beds between the water-bearing strata) are neither perfectly rigid nor perfectly yielding. Perfectly rigid beds would resist all changes in pressure caused by varying load and wells would show no tidal or similar fluctuations. On the other hand the hydraulic system in such rigid beds would act efficiently as a water manometer, and water-level fluctuations would register the changes in barometric pressure. Further study of the magnitudes of tidal and barometric fluctuations in Christchurch artesian wells should lead to a better knowledge of the competence of the confining beds, the degree of interconnection between different aquifers, and the permeability of the water-bearing material.

Methods and Frequency of Measurement.

Short-term fluctuations, especially those rapid changes of small amplitude due to pressure effects, are of course best studied by means of a continuous automatic recorder operated by means of a float or by an airtight tube immersed below water level in the well and connected to a sensitive pressure element. Few such records have been obtained yet in New Zealand, but it is hoped that suitable instruments will soon be available for use on selected wells.

Most of the measurements have been made manually either by means of a cord or graduated tape and weight, or by the electrical method in which a circuit is completed when an electrode touches the water surface. Measurements have been made at various intervals from daily to three-monthly — perhaps weekly or fortnightly has been most common. In many areas the effect of rainfall is so rapid that even weekly measurements may miss significant fluctuations, and the records are of value mainly in the study of secular variations in level. Much more closely spaced measurements, or preferably the use of automatic recorders, will be necessary for detailed investigations.

The recent passing of an Underground Water Act by the New Zealand Parliament, providing for the constitution of Underground Water Authorities to control «the tapping, use, and pollution of underground water», is evidence of a growing interest in the safeguarding of the nation's ground-water resources. The operation of this act will inevitably lead to a demand for more accurate appraisal of these resources, and for this purpose records of the fluctuations, both natural and artificial, of ground-water levels will be necessary. It is expected that networks of observation wells will have to be established in areas where large quantities of ground water are used, and staff will have to be employed to make the necessary measurements and study them in relation to records of rainfall, stream flow, pumping, etc. In this way adequate warning will be given of any impending overdraft on the underground reservoirs, and it is hoped that New Zealand will be able to avoid the problems of depletion and deterioration in quality of ground water that have followed unrestricted exploitation in some parts of the world. At the same time investigations, including study of water-level fluctuations, may well lead in favourable areas to a fuller use of the ground-water resources available, and to methods of increasing the supply where necessary by means of artificial recharge.

REFERENCES

- ALLEY, P. J. 1951 : Fluctuating Levels in the Canterbury Artesian Wells. *Proc. N. Z. Inst. Eng.*, 37, pp. 86-102, and discussion pp. 103-12.
- COLLINS, B. W. 1950 : Ground Water in North Canterbury, between the Waimakariri and Ashley Rivers. *N. Z. J. Sci. Tech.*, B., 30, pp. 249-68.
- HILGENDORF, F. W. 1912 : Fluctuations in the Level of Water in some Artesian Wells in the Christchurch Area. *Trans. N. Z. Inst.* 44, pp. 142-59.
- 1917 : Fluctuations in the Water-level of some Artesian Wells in the Christchurch Area. *Ibid.*, 49, pp. 491-3.
- 1926 : Artesian Wells of the Christchurch Area. *Ibid.*, 56, pp. 369-82.
- HUTTON, F. W. 1896 : On the Behaviour of Two Wells at the Canterbury Museum. *Ibid.*, 28, pp. 654-64.
- SPEICHT, R. 1911 : A Preliminary Account of the Geological Features of the Christchurch Artesian Area. *Trans. N. Z. Inst.*, 43, pp. 420-36.
- SYMES, L. P. 1917 : Note on the Fluctuations of Water-level in a Christchurch Artesian Well. *Ibid.*, 49, pp. 493-5.
- THOMAS, H. E. 1951 : *The Conservation of Ground Water*, 327 pp. New York : McGraw-Hill.
-

INFLUENCE OF THE ATMOSPHERIC PRESSURE ON THE HEAD OF ARTESIAN WATER AND PHREATIC WATER

by

H. TUINZAAD

engineer of the Municipal Waterworks of the Hague
(Netherlands)

Summary

In hydrology it is unusual to take into account the atmospheric pressure above the water surface, this pressure being fairly constant. The hydrostatic pressure in the piezometric plane is regarded to be zero.

However, when considering the effect of the atmospheric pressure on the water-head it is necessary, in order to prevent wrong conclusions, to start from the absolute pressure in the groundwaterlayer in question. The conclusion is then that the phenomenon can only be accounted for by regarding the elastic properties of the solid material of the underground and the water confined therein.

In the paper the «elastic-theory» published by C. E. Jacob (lit. 1) is briefly referred to, observations being given which show fluctuations in water-head, correlated with barometric variations, both in artesian water and in phreatic water. The observations of the phreatic water are derived from literature (lit. 2).

The explanation of the phenomenon given in lit. 2 is not based on the «elastic-theory» and is criticized in the paper.

* * *

§ 1. Introduction

In hydrological discourses and computations the head of the ground-water above a given surface, which head can be measured in a boring, is taken as a measure of the water pressure in this surface.

It is known that, if one wishes to determine the absolute pressure in this surface, this head has to be increased by a water column of about 10 metres, thus accounting for the atmospheric pressure.

Although, generally speaking, it is unnecessary and unusual to consider the water pressure in an absolute sense (we speak of «negative pressure» in the capillary water), it is most certainly necessary when studying the phenomenon of variations occurring in the head of the ground-water due to barometric fluctuations, to start from this absolute pressure, so as to prevent wrong conclusions.

It has struck the writer that both in discussions and in publications fluctuations in ground-water level due to atmospheric changes are represented as quite acceptable, whereby it is, however, neglected to consider the water pressure in an absolute sense.

However, when starting from the absolute pressure and considering the hydrostatic equilibrium in the present groundwater layer, the conclusion should be arrived at (as is further elucidated in § 2) that the head of the ground-water as a result of atmospheric variations cannot change. Only by taking into account the elastic properties of both the water-bearing beds and the water confined therein is it possible to account for the surely measurable fluctuations in the ground-water level.

§ 2. Influence of atmospheric pressure on artesian water

The atmospheric pressure generally changes equable and very slowly over a fairly extensive area, so that it suffices to consider the static equilibrium in any one vertical in the present ground-water layer.

Fig. 1 represents a boring, the filter of which is placed in a ground-water layer with artesian water.

P_0 = atmospheric pressure

h = head of the artesian water with regard to the plane A.

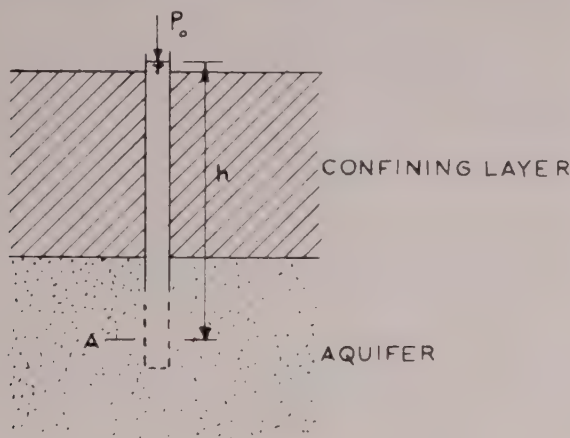


Fig. 1

The absolute water pressure in the plane A amounts to

$$P_0 + \rho gh = P \quad (1)$$

If the barometric pressure rises ΔP_0 , the absolute pressure in any point of the vertical will increase by ΔP_0 , so that it is obvious to assume that in plane A the absolute water pressure will rise to $P + \Delta P_0$.

Assume the head after the increase in pressure = h^1 , then

$$P_0 + \Delta P_0 + \rho gh^1 = P + \Delta P_0$$

or

$$P_0 + \rho gh^1 = P \quad (2)$$

From (1) and (2) it follows that $h^1 = h$, i.e. the head has not changed by the increase in atmospheric pressure!

In artesian water, however, changes in head that are well within measure, have been measured, these changes being quite clearly correlated with the variations in barometric pressure.

In 1949 the writer for some length of time measured the head in a boring, at the same time noting down the barometric pressure.

The boring was posted in one of the polders in the western part of the Netherlands. The filter of the boring reached into the sufficiently porous pleistocene ground-water layer lying here below the less porous holocene surface layers, about 20 m thick, and in which pleistocene layer the head of the artesian water reaches to above the phreatic water surface.

The observations are given in figs. 2 and 3.

Fig. 3 shows that with rise as well as with fall there is a fairly linear relation between P_0 and h :

$$\frac{\Delta h}{\Delta P} = \approx 0.3 \quad (\Delta h \text{ and } \Delta P_0 \text{ expressed in cm of water column}).$$

The observations prove therefore that only part of the increase in atmospheric pressure is borne by the ground-water.

In each horizontal plane in the subsoil, however, resistance is to be offered to the total increase in pressure (static equilibrium). This is only possible if it is assumed that part of the increase in pressure is borne by the solid skeleton.

The degree in which both materials, ground and water, take for their account part of the increase and also decrease in pressure must be dependent on the

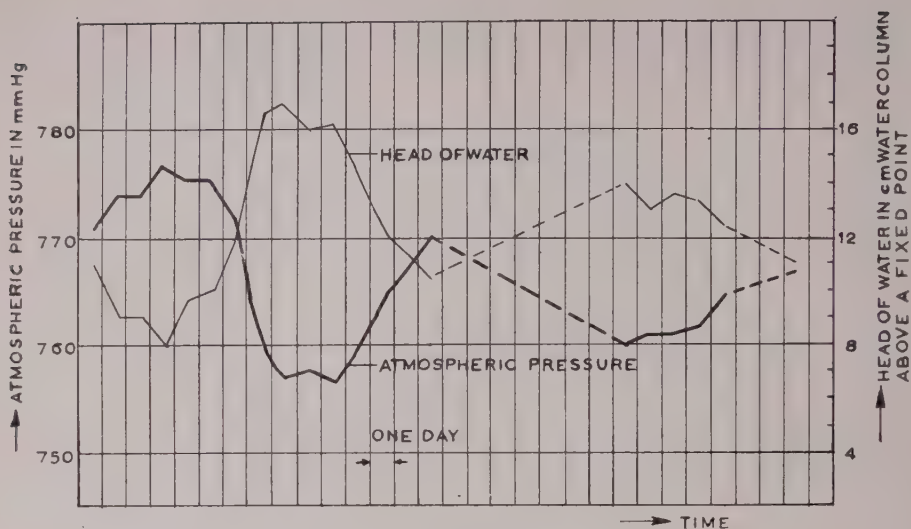


Fig. 2

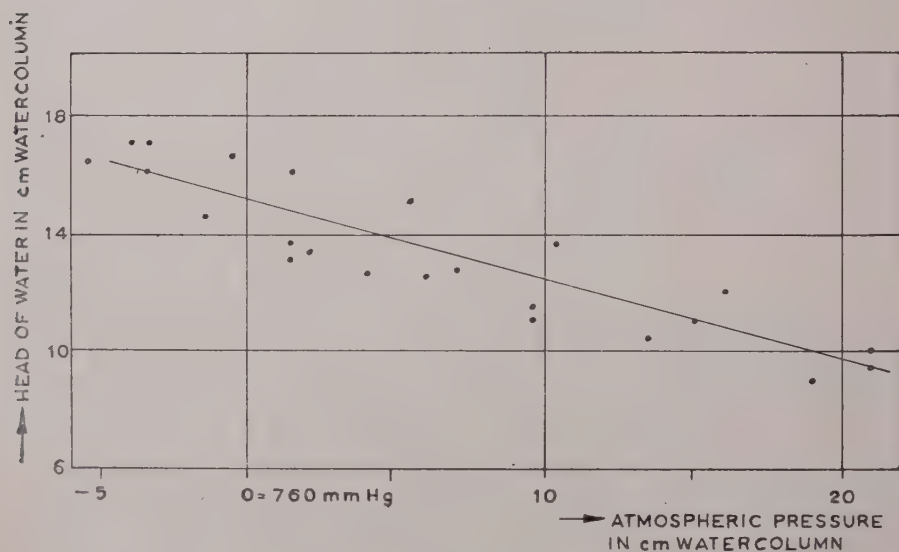


Fig. 3

elasticity of the two materials, since with both the increase and decrease in pressure : $\frac{\Delta P}{\Delta P_0}$ constant, so also $\frac{\Delta P}{\Delta S}$ = constant where P = pore water pressure.

S = compressive stress in the solid part of the aquifer.

The above observations confirm the theory published on this phenomenon by C. E. Jacob in 1940 (lit. 1.), which theory may be summarized as follows.

An increase in atmospheric pressure ΔP_0 gives in the ground-water layer an increase ΔP of the water pressure and an increase ΔS of the compressive stress:

$$\Delta P_0 = \Delta P + \Delta S \quad (3)$$

The decline in piezometric head amounts to Δh .

The water pressure increases by $\Delta P_0 - \rho g \Delta h = \Delta P$, so that $\Delta S = \rho g \Delta h$, and

$$\frac{\Delta S}{\Delta P} = \frac{\rho g \Delta h}{\Delta P - \rho g \Delta h} \quad (4)$$

The water is compressed by the over-pressure ΔP and at the same time the ground will settle as a result of the increase in compressive stress : ΔS .

Consider a column of ground with volume = V , then the change in volume of the pore-water is

$$\Delta V_w = \frac{\Delta P}{E_{tw}} \cdot \beta \cdot V \quad (5)$$

where E_{tw} = the modulus of compression of water

β = coefficient of porosity.

The settlement of the ground amounts to :

$$\Delta V_s = \frac{\Delta S}{E_s} \cdot V \quad (6)$$

where E_s = the modulus of elasticity of the ground.

The decrease in the pore-volume equals the settlement of the ground, so

$$\Delta V_s = \Delta V_w \quad (7)$$

From (4), (5), (6) and (7) it now follows that

$$\frac{\rho g \Delta h}{\Delta P_0} = \frac{\beta E_s}{\beta E_s + E_{tw}} = \text{constant.}$$

The compression of the solid material itself was neglected by Jacob. It might be accounted for in the following manner.

The total volume of the solid material amounts to:

$$(1 - \beta) \cdot V.$$

Let us call the compression of the solid material ΔV_g , then

$$\Delta V_g = \frac{\Delta P}{E_g} (1 - \beta) \cdot V$$

where E_g = the modulus of elasticity of the solid material. Now must be $\Delta V_s = \Delta V_w + \Delta V_g$, so

$$\frac{\Delta S}{E_s} = \frac{\Delta P}{E_{tw}} \cdot \beta + \frac{\Delta P}{E_g} (1 - \beta),$$

which after substituting (4) results in:

$$\frac{\rho g \Delta h}{\Delta P_0} = \frac{\beta E_s \cdot E_g + (1 - \beta) E_s \cdot E_{tw}}{\beta E_s \cdot E_g + (1 - \beta) E_s \cdot E_{tw} + E_{tw} \cdot E_g} = \text{constant.}$$

§ 3. Influence of the atmospheric pressure on phreatic water

It is clear that the phreatic surface in very coarse surface layers (such as gravel layers) cannot as a result of atmospheric variations rise or fall, since this would mean that water movement in vertical direction occurs over a wide extent of area. Only an unmeasurably small rise or fall occurs due to the compressibility of the water itself.

Things are different, however, if the phreatic surface can rise or fall without water movement being necessary. For example, this is possible in fine-grained surface layers, in which the ground above the phreatic surface is entirely saturated with capillary water, so that the distance from the phreatic surface to the land level is smaller than the capillary head.

It is known to the writer that drainage pipes in such ground, debouching into open water, give more water when the atmospheric pressure declines.

This phenomenon may, on the analogy of the elasticity theory given in § 2, be explained by assuming that the phreatic surface, in the case of a steady-state level of the open water, rises, whereby both the absolute water pressure and the compressive stress decrease according to the formula

$$\Delta P_0 = \Delta P + \Delta S.$$

In «Annalen der Meteorologie» observations of a similar phenomenon with phreatic water are given by J. von Eimern (lit. 2.). During these observations it was ascertained that an increase in atmospheric pressure of 4 cm of mercury column occasioned a decline of the phreatic surface amounting to 1 cm of water column. J. von Eimern does not however refer to the afore-mentioned elasticity theory, but seeks the explanation in quite a different direction.

The writer is of opinion that Von Eimern's explanation is a highly disputable one and that it is based on an incorrect assumption due to the fact that it is not the pressure in an absolute sense which is considered.

In the first place Von Eimern starts from the principle that an increase in atmospheric pressure ΔP_0 on the land surface causes an increase in pressure ΔP_0^1 on the groundwater surface, where $\Delta P_0^1 < \Delta P_0$. He bases this assumption on the theory of Lucke and Rose (lit. 3.), whilst referring to statements in «Blanks Handbuch der Bodenlehre» (lit. 4.), which statements are held to imply that « $\Delta P_0^1 < \Delta P_0$ » is proven by barograms taken both above and below the ground surface.

Lucke and Rose start from the equation of motion for gas flow through porous material and draw up a differential equation giving a relation between ΔP_0 and ΔP_0^1 that is dependent on the frictional resistance in the ground and the thickness of the ground layer.

The writer believes that Lucke and Rose's theory, as applied to the essentially static problem, is already met by the remark that according to this theory a closed vessel the lower part of which is filled with porous (dry) material, might, if the pressure increases sufficiently, tend to rise by increasing the air pressure in the upper part (fig. 4).

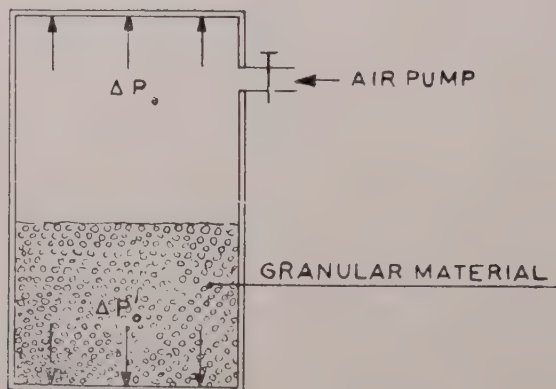


Fig. 4

If ΔP_0 rises, $\Delta P_0 - \Delta P_0^1$ at a given moment will, when $\Delta P_0 > \Delta P_0^1$, be sufficient to lift the vessel!

With regard to Von Eimern's reference to «Blanks Handbuch der Bodenlehre», where it is held to be stated that observations have proven the difference in increase in pressure between atmospheric pressure above the land level and the atmospheric pressure in the ground the writer remarks that on perusal of the said literature he did not meet with anything of the kind.

On the contrary, on page 282 of «Blanks Handbuch der Bodenlehre» F. Giesecke states i.a.:

«Durch Untersuchungen (reference being made to an article by G. Bouyoucos and M. M. McCool) über die Druckverhältnisse der Bodenluft bei gleichzeitiger

Kontrolle der Auszenluft mit Hilfe von selbstregistrierenden Barometern wurde festgestellt, dass selbst in den schwersten Lehm Böden bis auf 10 fusz Tiefe hinab der Druck der Bodenluft derselbe war wie im freien Luftraum über dem Felde, und zugleich, dass die Bodenluft bis hinunter auf die undurchlässige Schicht oder das Grundwasser freie Verbindung mit der Auszenluft hat».

Von Eimern further assumes that this $\Delta P'_0$ occasions a decline in the water surface. Although this decline actually does occur, it is incorrectly motivated. And this very error is due to the fact that it is omitted to start from the absolute pressure.

Von Eimern takes it that the increase in atmospheric pressure is fully borne by the water (so leaving the compressive stress of the solid skeleton out of consideration). As has been shown in § 2 (fig. 1) of this report, it is then, starting from the absolute pressure in any one ground surface, only possible to conclude that the head of the water does *not* change, it being irrelevant, for that matter, whether the increase in atmospheric pressure above the water surface amounts to P_0 or P'_0 .

LITERATURE

1. C. E. JACOB: «On the Flow of Water in an Elastic Artesian Aquifer.» *Transac. Am. Geoph. Union* 1940.
2. J. VON EIMERN: «Meteorologisch bedingte Kleinschwankungen des Grundwasserstandes», *Annalen der Meteorologie*, Heft 7-8 1950.
3. O. LUCKE und S. ROSE: «Wie pflanzen sich die Luftdruckschwankungen in Erdboden fort?» *Meteorologische Zeitschrift* Bd. 55, Heft 8 1938.
4. F. GIESECKE: «Das Verhalten des Bodens gegen Luft» *Blancks Handbuch der Bodenlehre*, Bd. VI 1930.

NOUVELLES RECHERCHES SUR LES FLUCTUATIONS DE NAPPES AQUIFERES

par

Gérard TISON, jr.

Résumé.

A la dernière Assemblée, le professeur Tison avait rapidement esquissé une méthode (déduite de celle que Fantoli utilisa pour étudier les variations des lacs), permettant l'étude des fluctuations des nappes aquifères étendues sous l'action de leur alimentation.

Rappelons simplement les résultats de l'intégration de l'équation différentielle exprimant la continuité du volume de la nappe, si l'alimentation se fait par des débits variant en fonction du temps suivant une loi sinusoïdale (précipitation par exemple) :

a) les oscillations de la nappe autour de sa position moyenne peuvent se déduire de celles de la sinusoïde d'alimentation en les décalant d'un temps $\tau = \frac{T}{2\pi} \arctg \frac{\omega S}{\beta}$ et en réduisant leurs ordonnées dans un rapport que donne également la théorie (T est la période de l'oscillation d'alimentation, $\omega = \frac{2\pi}{T}$, S est l'étendue de la nappe et β la variation du débit qu'elle perd avec la hauteur).

b) si la nappe est à un certain moment brusquement déportée de sa position moyenne, elle tendra vers celle-ci suivant une loi exponentielle.

Une courbe d'alimentation pouvant être décomposée en une somme de sinusoïdes, on voit la possibilité d'appliquer les résultats simples ci-dessus à une nappe alimentée de façon quelconque.

Lors de son exposé le professeur Tison n'avait pu présenter que deux applications. Or, les approximations que suppose la méthode, ne permettent de lui reconnaître un grand intérêt que si ses applications donnent des résultats en concordance avec les observations.

C'est ce qui nous a amenés à multiplier ces recherches de concordance. Nous présentons notamment comme application du point a) ci-dessus l'étude :

- 1) des variations annuelles de multiples nappes de l'hémisphère Nord présentant leur maxima au printemps. Certains écarts sont aisément expliqués par la théorie.
- 2) des variations des niveaux d'un puits en Bavière sur une période de 50 ans.
- 3) des variations de certaines nappes du Crétacé en Belgique.
- 4) des variations de certaines nappes aux Etats-Unis.

D'un autre côté, un accident lors de la mise sous eau d'un canal belge nous a permis d'appliquer le second résultat théorique (cas b) ci-dessus). La prévision que nous avions établie est actuellement encore confirmée par l'observation de la descente de la nappe.

Une autre application de ce second résultat a pu être faite à la descente d'une nappe brusquement remontée par de fortes pluies.

Les fluctuations sous l'action de la pression atmosphérique et surtout de la température ont également retenu notre attention.

* * *

1) Dans des publications récentes (I)⁽¹⁾, le Professeur L.J. Tison expose la possibilité d'étudier certaines fluctuations de nappes aquifères en employant une méthode analogue à celle qui a été utilisée pour étudier les variations des niveaux des lacs (III).

Rappelons brièvement l'idée et les résultats de la méthode en question.

(1) Les chiffres romains renvoient à la bibliographie à la fin de la note.

Si une nappe d'étendue S et de hauteur h reçoit un débit a et abandonne un débit q , on peut écrire la relation :

$$a = q + S \frac{dh}{dt} \quad (1)$$

qui exprime que la quantité d'eau alimentant la nappe est égale à celle qu'elle perd augmentée de son accroissement de volume.

Le débit q abandonné par la nappe (sources) est évidemment fonction de la hauteur de la nappe : on peut notamment admettre que $\frac{dq}{dh} = \beta$ (constante).

La variation en fonction du temps du débit alimentant la nappe (précipitations diminuées de l'évaporation et de l'écoulement superficiel) suit une loi qui ne peut être déterminée qu'expérimentalement, mais il sera toujours possible de la décomposer en une somme de sinusoides (par exemple par une des méthodes de Labrousse, de Schuster, etc.) et on aura :

$$a = A_m + \sum a_m \sin \omega t \quad (2)$$

A_m étant le débit moyen entrant et a_m est la demi-amplitude d'une des oscillations de période $T = \frac{2\pi}{\omega}$

2) Si l'expression (2) se ramenait à :

$$a_m = A_m + a \sin \omega t \quad (3)$$

l'intégration de l'équation (1) en tenant compte de (3) conduit à :

$$q = A_m + q_m \sin (\omega t - \omega \tau) + (q_0 - A_m + q_m \sin \omega \tau) e^{-\beta t/s} \quad (4)$$

τ est un temps fourni par :

$$\tau = \frac{1}{\omega} \arctg \frac{\omega S}{\beta} \quad (5)$$

tandis que q_0 est le débit sortant de la nappe à l'origine du temps et que la demi-amplitude q_m est liée à a_m par :

$$\frac{q_m}{a_m} = \alpha = \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{\omega^2 S^2}{\beta^2}}} \quad (6)$$

Pour tenir compte de ce que l'expression du débit d'alimentation est (2) et non (3) il faudra naturellement procéder à la sommation des expressions (4).

3) A côté du débit moyen A_m , l'expression (4) comprend :

a) un terme $q_m \sin (\omega t - \omega \tau)$ qu'on peut obtenir en décalant $a_m \sin \omega t$ d'un temps τ que nous appellerons le retard et en réduisant les ordonnées dans le rapport α : l'amortissement.

b) un autre terme donne une loi exponentielle descendante.

Ce dernier terme intervient surtout dans le cas d'une nappe qui a subi une dénivellation assez importante par rapport à son niveau d'équilibre. Si on prend un temps assez long après une telle dénivellation, ce terme disparaît en pratique.

Ce qui précède permet donc de dire que pour trouver les oscillations du débit sortant (et par conséquent celles du niveau de la nappe, puisque $\frac{dq}{dh} = \beta = Cte$), il suffira de décaler chacune des sinusoides intervenant dans (2) du τ correspondant après avoir réduit leurs ordonnées dans le rapport α également correspondant. La somme des courbes ainsi décalées et réduites donne la variation du niveau de la nappe à une certaine échelle.

4) Nous nous proposons de présenter quelques applications de ces considérations théoriques, applications se rapportant à des domaines assez différents.

Le premier exemple se rapporte à l'étude de la descente d'une nappe de la craie dont le niveau avait été accidentellement brusquement surélevé.

Le canal en voie de réalisation entre Nimy et Blaton, dans le Hainaut est partiellement creusé dans des formations crétacées, et sur des longueurs assez grandes le niveau de ses eaux se trouve supérieur de plusieurs mètres à celui de la nappe

aquifère de la craie. Celle-ci étant perméable dans la région considérée, le lit du canal a été muni d'un revêtement asphaltique imperméable.

Quelque temps après sa mise sous eau, le niveau du canal baissa rapidement (le 2 avril). Les recherches immédiatement entreprises montrèrent, qu'en cet endroit, le canal passait sur d'anciennes exploitations de phosphates dont les galeries avaient vraisemblablement été insuffisamment remblayées. Le revêtement en asphalte, mal supporté par places, s'était légèrement enfoncé en se crevassant. L'eau s'était infiltrée, délavant les remblais des galeries, provoquant ainsi de nouveaux affaissements. Il en était résulté une pénétration brusque des eaux du canal qui, des anciennes galeries, s'infiltra dans la craie fissurée (figure 1). La nappe de celle-ci passa de la cote (23.00) durant la dernière semaine de mars à la cote (29.20 le 8 avril, figure 2).

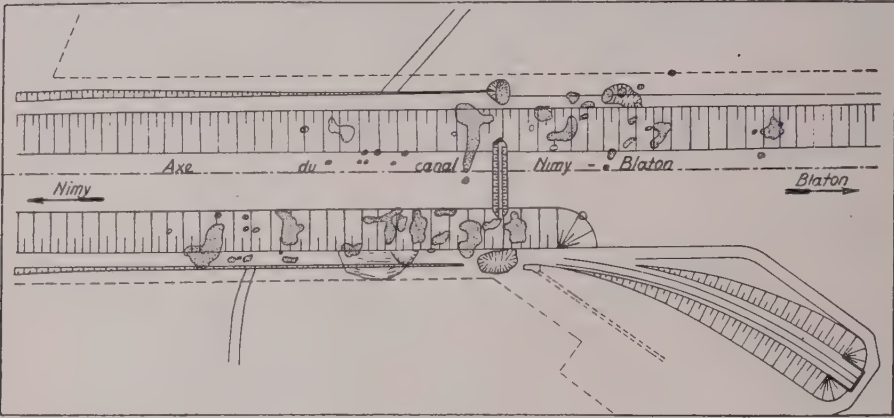


Fig. 1

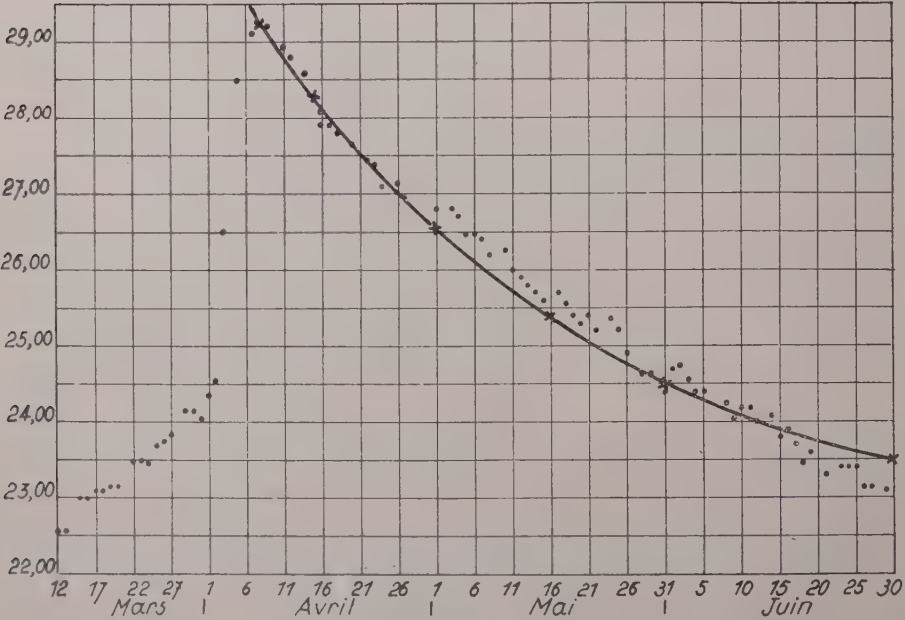


Fig. 2

Le service responsable estima rapidement que la réfection ne pouvait avoir un caractère durable que si sur une certaine épaisseur (quelques mètres), les terrains autrefois exploités étaient enlevés. Une question intéressait vivement ce service : le canal devant être remis sous eau au plus tôt, il importait de savoir si la baisse de la nappe serait suffisamment rapide pour pouvoir entreprendre et terminer l'exécution des travaux avant l'hiver.

On se trouve ici dans le cas d'une nappe ayant subi un brusque relèvement et la variation du débit quittant la nappe (et par conséquent de la hauteur de la nappe) est donnée par la relation (4), en tenant compte de la somme :

$$q = A_m + \sum q_m \sin(\omega t - \omega \tau) + \sum [(q_0 - A_m + q_m \sin \omega \tau) e^{-\beta t / s}]$$

Dans le problème spécial qui nous occupe, il est aisé de voir que c'est surtout le dernier terme qui va intervenir.

Il ne pouvait être question de calculer $\sum (q_0 - A_m + q_m \sin \omega \tau)$, pas plus que $\frac{\beta}{S}$, mais on pouvait déterminer ces quantités par observation de la baisse les premiers jours après l'accident. C'est ce que nous avons fait vers la fin d'avril.

En fait, h est donné par une expression

$$h = H + C e^{-\varepsilon t}$$

H est la cote avant l'accident soit (22.60). D'autre part, si on prend comme origine des temps, l'instant où la nappe cesse d'être alimentée par le canal et commence à baisser (soit le 8 avril), on a :

$$h_0 = 29,20 \text{ m} \quad (h \text{ à l'instant } 0)$$

Il en résulte que $C = 6,40 \text{ m}$.

Quant à ε , on peut le déterminer en se plaçant le 15 avril soit 7 jours après le début de baisse de la nappe. Ce 15 avril, la nappe se trouvait à la cote (28.20), soit une baisse de 1 m : $h_7 = H = 5,60 \text{ m}$.

D'où $\varepsilon = 0,0237$.

Cette valeur de $\varepsilon = \frac{\beta}{S}$ nous a permis de calculer dès la fin d'avril la courbe de descente de la nappe. La figure 2 montre la courbe ainsi calculée à l'avance ainsi que la courbe de descente réelle fournie après coup, par l'observation. Mais dès la fin d'avril, on pouvait assurer que pour la fin de juin la nappe serait au voisinage de la cote (23.50) pour laquelle l'exécution des travaux devenait aisée.

5) Variations de la nappe aquifère à Eglfing, en Bavière, sur une longue série d'années (d'après Prof. F. Peisl. — 50 Jahre Grundwasserbeobachtungen am Brunnen in Eglfing, IV).

Cette nappe est alimentée par les précipitations et ne semble guère subir l'influence de cours d'eau voisins. Une partie des précipitations s'évapore et une autre s'écoule superficiellement : elles doivent venir en déduction des précipitations pour trouver l'alimentation réelle de la nappe. Malheureusement, les données relatives à l'évaporation et à l'écoulement superficiel ne sont que fragmentaires.

L'auteur de la note citée ci-dessus donne les valeurs de l'évaporation à Munich de 1918 à 1927. L'évaporation annuelle varie de 540 à 630 mm., alors que les précipitations oscillent entre des limites bien plus larges : 690 et 1130 mm.

Il résulte de cette constatation que la *forme* de la courbe des précipitations diminuées de l'évaporation ne diffère guère de celle de la courbe des précipitations.

En première approximation, on peut donc adopter pour la courbe de l'alimentation de la nappe en fonction du temps, une courbe de *forme* identique à celle des précipitations mais dont les ordonnées sont réduites d'une quantité quasi constante, réduction qui n'intervient d'ailleurs pas dans la solution de la question comme on va le voir.

La courbe des débits pénétrant dans la nappe (a des équations des premiers paragraphes) étant ainsi choisie pour une longue série d'années, on peut en déduire la courbe des débits q fournis par la nappe et par conséquent celle des hauteurs h de la nappe (à une certaine échelle) en utilisant l'équation (7). Mais dans celle-ci, le troisième terme en $e^{-\beta t / s}$ est maintenant négligeable et la variation de q est donnée par le terme $\sum q_m \sin(\omega t - \omega \tau)$. Chacune des sinusoïdes de cette expression s'obtient en décalant la sinusoïde $a_m \sin \omega t$ du temps τ correspondant (donné par 5) après avoir réduit les ordonnées dans le rapport correspondant α (donné par 6).

La somme des sinusôides ainsi obtenues donnera la forme de la courbe q en fonction du temps et par conséquent la forme de la courbe des hauteurs de la nappe en fonction du temps. L'échelle de cette dernière courbe se déterminera le plus aisément si on connaît la hauteur de la nappe en deux instants différents. On pourrait aussi obtenir cette échelle en utilisant la relation $\frac{dq}{dh} = \beta$.

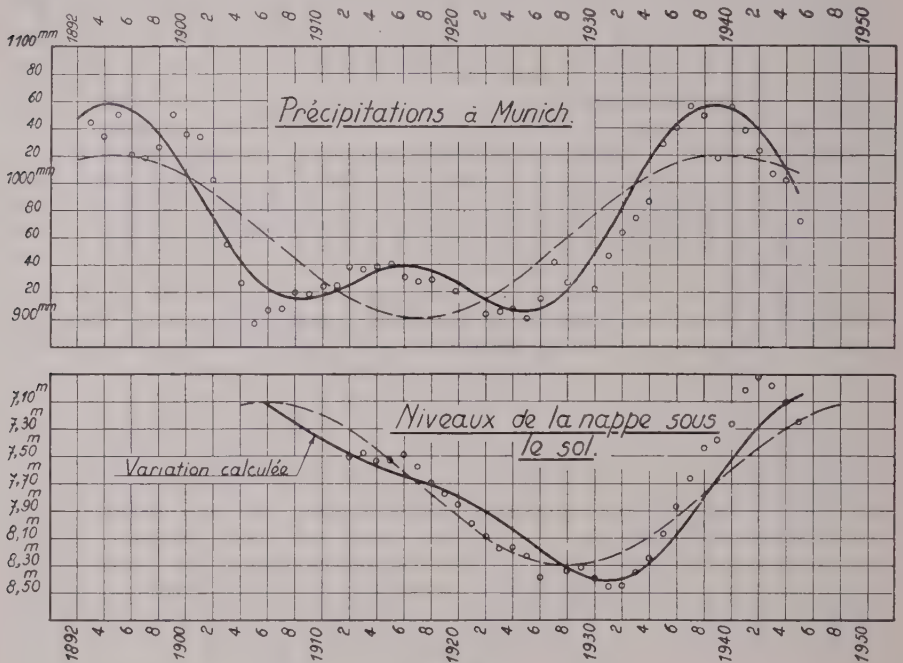


Fig. 3

C'est l'application de cette méthode que montre la figure 3. La courbe des moyennes décennales des précipitations a été substituée à la courbe des précipitations, comme courbe des débits alimentant la nappe. Elle a été décomposée en sinusôides sans faire appel aux méthodes proposées à cette fin, ces méthodes étant assez longues d'application : deux sinusôides, l'une de période égale à 44 ans, l'autre de période égale à 22 ans donnent par leur superposition une concordance très satisfaisante avec la courbe des moyennes décennales.

La première sinusôide est décalée de $\frac{T}{4}$ soit de 11 ans sans modifier son amplitude (c'est l'échelle qui changera). Au contraire, la seconde sinusôide ne sera décalée que de $5 \frac{1}{2}$ ans et ses ordonnées seront divisées par une quantité sensiblement égale à $\frac{44}{22}$, rapport des périodes. En effet, on a vu que les ordonnées des différentes

sinusôides devaient être multipliées par le rapport $\alpha = \frac{1}{\sqrt{1 + \frac{\omega^2 S^2}{\beta^2}}}$; or, dans le cas actuel l'étendue de la nappe donne aux rapports $\frac{\omega^2 S^2}{\beta^2}$ une valeur très grande vis-à-vis de 1. Il en résulte que les réductions des ordonnées des sinusôides sont sensiblement inversement proportionnelles à ω , donc proportionnelles à T . La somme de ces deux sinusôides décalées donne la courbe de variation de h à une échelle donnée par deux points observés de la nappe, voisins si possible de son maximum et de son minimum.

La concordance de cette courbe calculée avec la courbe donnée par les points observés de la variation de la nappe (moyennes décennales des hauteurs moyennes annuelles de la nappe d'après Peisl) est satisfaisante.

6) Un autre cas d'application nous est fourni par la vallée de Santa Clara en Californie dont les précipitations et les fluctuations de la nappe aquifère nous sont données par R. K. Linsley (XI). Comme dans le cas précédent, nous avons calculé les moyennes décennales des précipitations, ce qui nous a donné le diagramme supérieur de la figure 4 : sur le diagramme, l'ordonnée au 1^{er} janvier de l'année N, est donnée par la moyenne des hauteurs des précipitations durant les années entières s'étendant de N - 6 à N + 4.

C'est le même procédé qui a été utilisé ci-dessus. Les points ainsi obtenus se situent de façon très satisfaisante sur une simple sinusoïde s'étendant du 1-1-1932 au 1-1-1948 ayant donc une période de 16 ans.

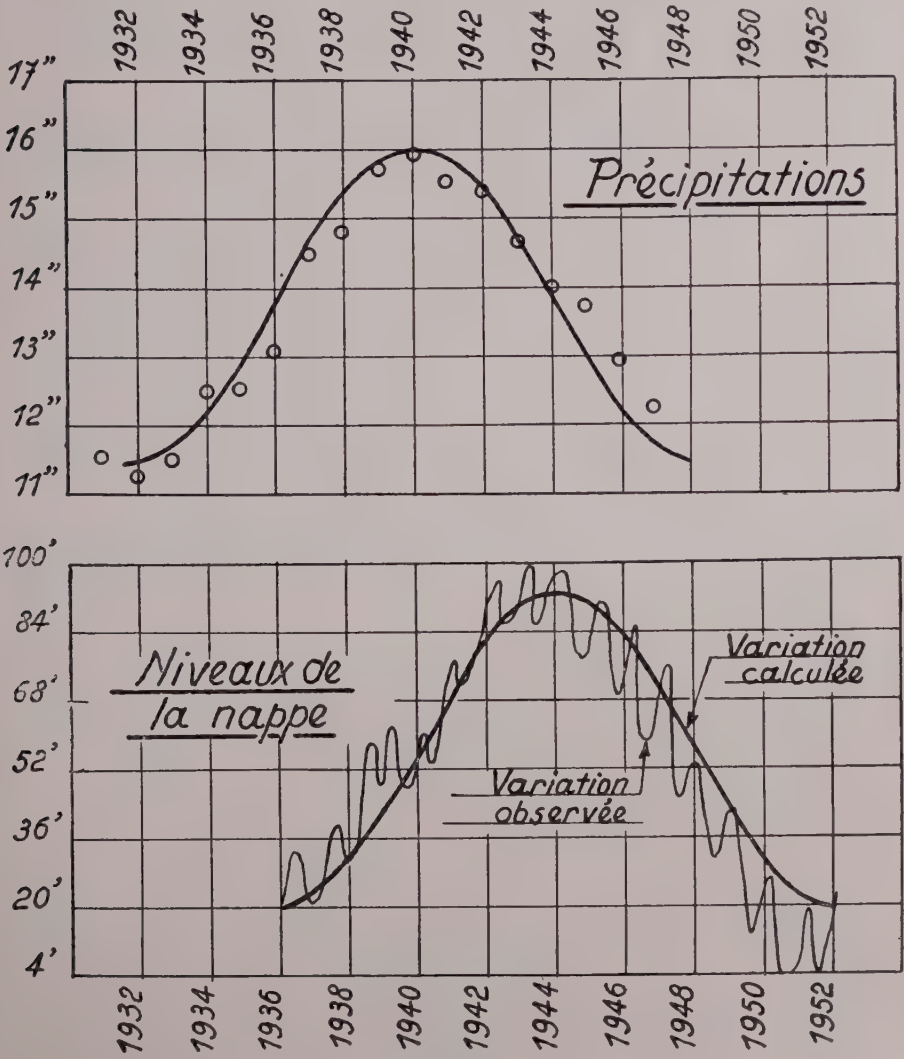


Fig. 4

D'après la théorie ci-dessus, les niveaux de la nappe devront se situer sur un sinusoïde identique à la précédente mais décalée de $\frac{T}{4}$ soit 4 ans. En reportant sur cette sinusoïde décalée deux points provenant des observations du niveau de la nappe en des temps différents, on détermine l'échelle des hauteurs à laquelle on doit lire sur cette sinusoïde les déplacements de la nappe. C'est la sinusoïde inférieure : nous y avons reporté les fluctuations constatées d'après l'article de Linsley. La concordance est des plus satisfaisantes.

On pourrait objecter que, dans ce qui vient d'être dit, il n'est pas tenu compte de l'évaporation et ce qui plus est, de la recharge artificielle de la nappe par des eaux superficielles. Au sujet de cette recharge, l'article de R. K. Linsley précise heureusement qu'elle varie linéairement avec les précipitations. Il en résulte que l'influence de la recharge ne modifie pas la *forme* générale de la courbe d'alimentation : les ordonnées des précipitations sont simplement augmentées d'une constante d'une part et multipliées par une constante d'autre part. Cette transformation conserve donc la forme de la sinusoïde décalée dont l'échelle est simplement modifiée. Or, on a vu que l'échelle n'est déterminée qu'après coup, par introduction de deux points observés des fluctuations.

7) Influence de l'évaporation et de l'écoulement superficiel.

Dans un des exemples qui viennent d'être traités, nous avons admis que les valeurs des pertes de précipitations dues à ces deux causes étaient sensiblement constantes, nous basant d'ailleurs sur les données de l'évaporation relatives à une période de 10 ans, fournies par le Prof. Peisl.

Bien que d'autres exemples analogues puissent être invoqués (voir notamment un exemple cité par W. Koehne dans « Beiträge zur Gewässerkunde (VI) » : de 1902 à 1910 à Rathenow — Havelgebiet, la somme des précipitations évaporées ou écoulées en surface varie de 533 à 626 mm, alors que les précipitations varient d'une façon considérablement plus large de 395 à 744 mm), nous devons bien dire qu'il s'agit là de cas favorables et qu'en général, la question ne peut être résolue sans faire intervenir l'évaporation et l'écoulement superficiel. C'est notamment ce qui résulte de l'examen du mémoire de K. Fischer « Niederschlag, Abfluss und Verdunstung im Weser- und Allergebiet ». Nous ne pouvons que regretter le manque de renseignements de cette espèce s'étendant sur de longues séries d'années. Toutefois, nous nous demandons en présence des concordances réellement satisfaisantes entre les courbes calculées et les courbes observées de fluctuations de nappes si, pour de longues séries d'années, les actions de l'évaporation et de l'écoulement superficiel ne sont pas suffisamment constantes pour ne pas modifier notablement la *forme* de la courbe d'alimentation. En d'autres termes, il semble que, souvent les courbes de moyennes décennales de la somme de l'évaporation et de l'écoulement superficiel ne présentent que des fluctuations beaucoup moins importantes que celles des moyennes décennales des précipitations.

8) Fluctuations annuelles.

Cette influence de l'écoulement superficiel et surtout de l'évaporation, devient d'ailleurs absolument nécessaire à prendre en considération dans le cas des fluctuations annuelles saisonnières : l'évaporation réduit en effet à peu de chose l'action des pluies d'été, pourtant souvent considérables (celles de juillet par exemple).

Les études de Keller, Fischer, Koehne, Friedrich nous ont permis d'étudier certains de ces problèmes en tenant compte des pertes mentionnées.

Ainsi, pour Rathenow, H. Keller donne pour la répartition moyenne les chiffres suivants (en mm) : (V)

	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.
Précipitations	48	38	37	36	35	40	54	54	86	67	52	35
Écoulement	7	10	12	13	16	15	13	8	7	7	7	8
Évaporation	13	10	12	14	28	47	70	71	67	60	40	22
Différences	+28	+18	+13	+9	-9	-22	-29	-25	+12	+0	+5	+5

En fait les quantités d'eau qui pénètrent dans la nappe sont supérieures à ces différences, car l'écoulement comprend aussi bien ce qui vient de l'écoulement super-

ficiel que ce qui est abandonné par les nappes. Toutefois il est certain que la correction à apporter de ce fait ne saurait modifier bien profondément la *forme* de la courbe obtenue en portant les différences ci-dessus en ordonnées : en d'autres termes, nous admettons que la forme de la courbe des différences est celle de l'alimentation de la nappe.

De même qu'on prend les moyennes décennales des courbes s'étendant sur les longues séries d'années pour en éliminer les variations à faibles période, nous prendrons ici les moyennes de trois mois successifs des différences mentionnées ci-dessus.

On obtient :

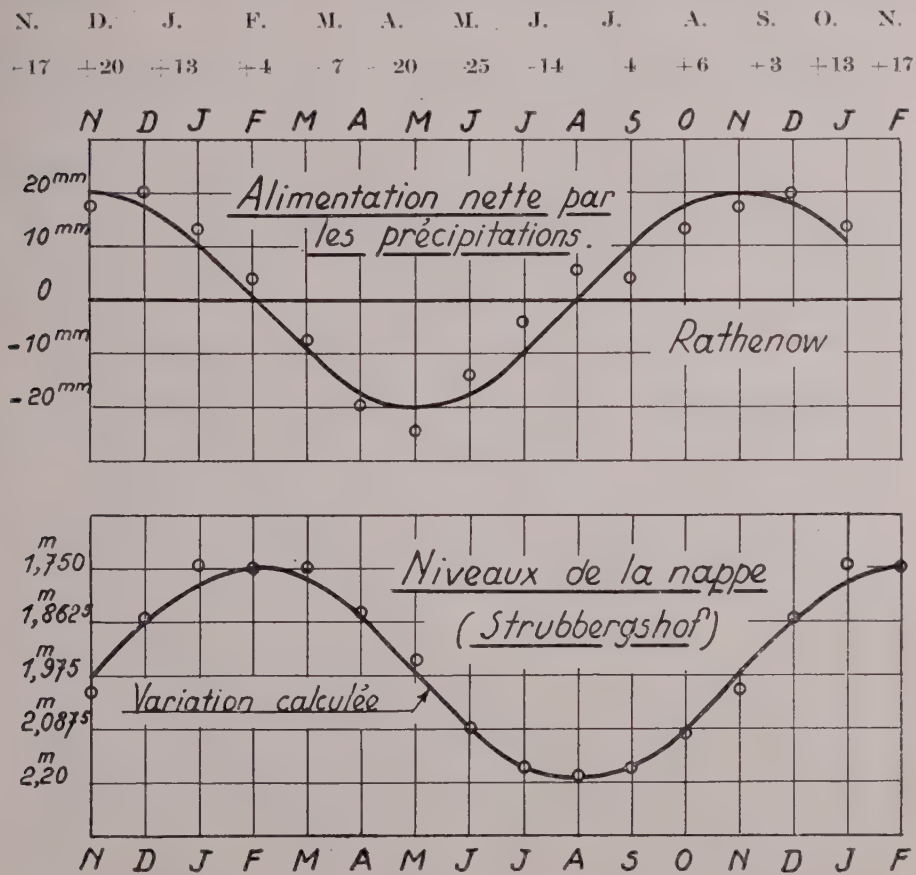


Fig. 5

Ce sont les points (alimentation) du diagramme 5. Ils se trouvent très sensiblement sur une sinusoïde de période annuelle qui représentera donc la variation des débits d'alimentation de la nappe.

Pour obtenir la courbe des débits q abandonnés par la nappe ou la courbe de variation de la hauteur h de cette nappe, il nous suffit de décaler la sinusoïde en question de $T/4$ soit 3 mois. L'échelle de cette courbe h se détermine avec le plus d'aisance en y plaçant 2 points de la courbe observée des h .

C'est ce que nous avons fait pour les variations de la nappe à Strubbergshof, localité au voisinage immédiat de Rathenow. On voit que les autres hauteurs moyennes, mensuelles observées de la nappe s'appliquent avec une concordance remarquable sur la courbe en question. Les données d'observation pour Strubbergshof ont été trouvées dans Koehne : « Beiträge zur Grundwasserkunde » (VI).

Pour des puits situés dans des localités voisines de Strubbergshof, on trouve des résultats presque aussi satisfaisants à Damelack. Pour les puits de Friesack et de Selbelang qui ne sont pas très éloignés de Rathenow, on trouve que la sinusoïde devrait subir un décalage de 3 1/2 mois au lieu de 3 mois, mais ces deux derniers puits sont un peu plus profonds; le décalage supplémentaire peut provenir du temps plus long de filtration. On peut aussi attribuer ce faible décalage à une répartition des pluies et de l'évaporation un peu différente à Friesack et Selbelang de celle de Rathenow. La nature du sol et sa situation au point de vue de la végétation peut aussi intervenir pour expliquer ces faibles différences.

9. *Autres méthodes utilisées.*

On a souvent comparé la courbe des fluctuations d'une nappe pour une longue série d'années à celle qu'on obtient en faisant la somme algébrique des différences entre les hauteurs de précipitations annuelles et la moyenne de ces hauteurs pour la période envisagée. Les concordances d'allures de ces courbes sont parfois assez nettes.

Il ne pourrait en être ainsi que si l'évaporation annuelle augmentée de la hauteur de l'écoulement superficiel est quasi constante et si de plus le débit abandonné par la nappe est aussi constant. Nous avons vu que la première condition est parfois réalisée, mais la deuxième ne l'est jamais. Le procédé décrit par Koehne et qui consiste à faire la somme algébrique des surplus annuels ou mensuels, suivant le cas, des précipitations sur l'évaporation et l'écoulement total (superficiel et souterrain), pour obtenir les variations de volume de la nappe doit évidemment donner des résultats très satisfaisants. Cette sommation constitue d'ailleurs une intégration approchée.

10) *Fluctuations dues à des causes autres que les précipitations.*

a) Les fluctuations d'une nappe à proximité plus ou moins immédiate d'un cours d'eau subissant l'action de crues ou de la marée constituent un autre problème qui a maintes fois été abordé : nous n'aborderons donc pas cette question.

b) Les fluctuations dues aux variations de la pression atmosphérique ont souvent été signalées et magistralement expliquées par Jacob.

A une hausse de la pression atmosphérique correspond une baisse de la nappe. Toutefois, nous devons reconnaître que si l'observation donne de magnifiques exemples de vérifications de cette action, on peut aussi présenter de cas nombreux où elle semble ne pas se vérifier, ou bien se vérifie avec une intensité que l'explication théorique du phénomène ne justifie pas.

c) Les actions déjà signalées (et notamment l'influence des précipitations) ne permet pas toujours d'apporter l'explication nécessaire et c'est ainsi que nous avons été amenés à rechercher l'action des variations de température. Une étude de J.S. Gatewood et consorts (IX) signale un cas de baisse de la nappe aquifère qui ne peut être expliqué que par une brusque diminution simultanée de la température.

La figure 6 empruntée à l'étude citée donne les variations de la pression atmosphérique, de la température et le niveau de l'eau souterraine dans une série de tanks : la baisse du niveau le 9 avril 1944 au moment d'une baisse sensible et rapide de la température est très nette (fig. 6c et d) et son importance ne permet pas de l'expliquer par la hausse de la pression atmosphérique.

Les mêmes auteurs ont provoqué des hausses artificielles du niveau de l'eau souterraine dans les mêmes tanks en introduisant à la surface du terrain des objets portés à température élevée.

Toutefois, tout en attribuant les fluctuations constatées à l'action de la température, les auteurs en question n'expliquent pas le mécanisme de cette action. Nous croyons que l'explication doit être cherchée dans le fait que la tension superficielle T diminue quand la température augmente. Une baisse de la température a donc pour effet d'augmenter la hauteur de la zone capillaire. Mais la quantité d'eau contenue dans le sol durant la période de baisse de la température étant constante, la zone capillaire ne peut augmenter de hauteur qu'en empruntant l'eau nécessaire à la nappe proprement dite. Dans l'eau du sol, la hauteur où la pression est égale à la pression atmosphérique va donc baisser et cette baisse sera marquée par les puits d'observation où le niveau est celui des points de l'eau du sol où la pression est égale à la pression atmosphérique.

Dans les tanks remplis de matériaux fins (dont la granulométrie n'est malheureusement pas donnée), la baisse du niveau de la nappe pour une chute de température de 15°5 C. à 4°5 C fut de l'ordre de 2,5 cm. Or à cette baisse de la température

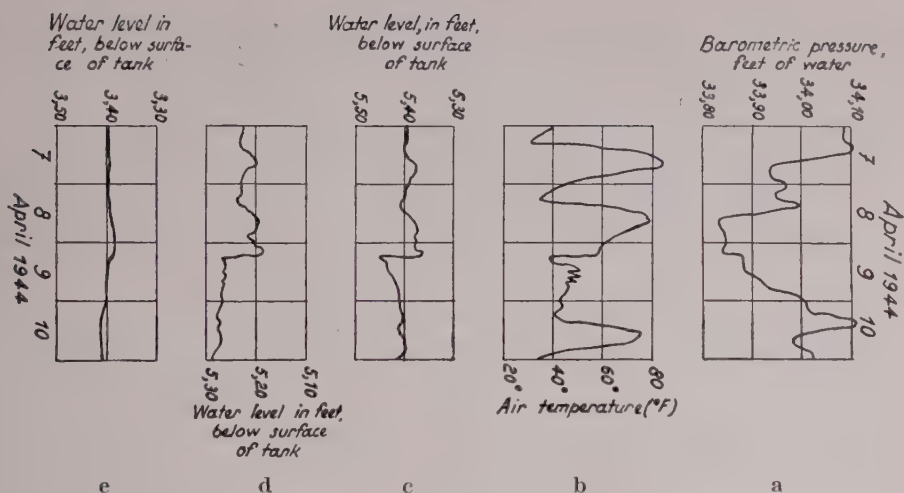


Fig. 6

correspond une augmentation de la tension superficielle T de 73,36 dynes/cm à 75 dynes/cm soit 2,2 %. Or, la hauteur de la zone capillaire est proportionnelle à T , de sorte qu'une augmentation de la zone capillaire de 2,5 cm correspondrait à une zone capillaire d'un peu plus de 1 m, de hauteur, ce qui est très admissible avec les indications données par le travail cité et suivant lesquelles les matériaux constitutifs du sol étaient fins.

Dans les tanks avec gravier, (fig. 6e) le phénomène était à peine perceptible, ce qui est bien en rapport avec l'explication que nous donnons. Cette explication se heurte cependant à une difficulté : la modification de la température de l'air n'est certainement pas accompagnée d'une modification de la température du sol. On peut toutefois se demander si la variation de la température de l'air extérieur ne s'exerce pas aussi sur l'air de quelques décimètres du sol supérieur sans pour cela affecter beaucoup la température même des grains du sol. Cette considération permettrait de conserver l'explication ci-dessus.

11) Conclusions.

a) La méthode exposée pour étudier les fluctuations de la nappe aquifère en partant de l'alimentation de cette nappe donne de bons résultats lorsqu'il s'agit de se rendre compte de l'action d'une brusque dénivellation de la nappe provoquée par une circonstance accidentelle ou autre.

b) Elle donne des résultats intéressants pour l'étude des fluctuations d'une nappe au cours d'une longue série d'années pourvu qu'on puisse s'assurer de la faible variation de l'évaporation annuelle et de l'écoulement superficiel ou bien si on peut établir la variation de ces deux facteurs au cours de la série considérée.

c) Pour les fluctuations au cours d'une même année, la connaissance de la répartition de l'évaporation joue toujours un rôle important.

d) Aux fluctuations dues à la variation de la pression atmosphérique, à l'évapotranspiration, il faut ajouter celles dues aux variations de température. Ces dernières fluctuations semblent pouvoir s'expliquer par une variation de la tension superficielle.

Bibliographie.

- I. L. J. TISON. — *Fluctuations d'une nappe aquifère étendue*. — Comptes-Rendus de l'Assemblée de Bruxelles 1951 de l'Ass. Intern. d'Hydrologie.
- L. J. TISON. — même sujet. — *Technique de l'Eau*, février 1952.
- II. Netherlands State Institute for Water Supply. The Effect of the yearly fluctuations in Rainfall on the flow of groundwater from an extended area of recharge. Assoc. Intern. Hyd. Oslo 1948. T. III.

- III. FANTOLI. — *Il regime idraulico dei laghi*. U. Hoepli, Milano 1897.
- IV. Prof. F. PEISL. — *50 Jahre Grundwasserbeobachtungen am Brunnen in Egling*.
Besondere Mitteilungen zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch.
- V. Prof. W. KOEHNE. — *Grundwasserkunde*.
- VI. Prof. W. KOEHNE. — *Beiträge zur Grundwasserkunde*.
- VII. KOEHNE und FRIEDRICH. — *Ungewöhnliches Steigen des Grundwassers und Überschwemmungen in Senken ohne sichtbaren Abfluss*.
- VIII. FISCHER. — *Niederschlag, Abfluss, Verdunstung im Weser- und Allergebiet*.
- IX. J. S. GATEWOOD, T. W. ROBINSON, B. R. COLBY, J. D. HEM and L. C. HALPENNY. — *Use of Water by Bottom- Land Vegetation in Lower Safford Valley*.
Geological Survey Water Supply Paper 1103.
- X. JACOB. — *The Flow of Water in an Elastic Artesian Aquifer*. — Trans. Amer. Geoph. Union, 1940, p. 583.
- XI. R. K. LINSLEY. — *Quelques aspects du rôle des précipitations et des cours d'eau de surface dans la recharge des nappes aquifères*. Colloque d'Ankara sur l'hydrologie des Zones Arides. Unesco.
-

AUFZEICHNUNG VON LUFTDRUCK UND ERDBEBENWELLEN MIT HILFE VON BRUNNENSPIEGELN

VON

R. MÜGGE

Summary.

Fluctuations of the water level in natural wells depend upon the atmospheric air pressure and seismic waves. Water level records of a well in Frankfurt, carried on for 1 1/2 year with a balance like water level recorder, demonstrated that the well is responding to all minor fluctuations of the air pressure and that the recorded amplitudes are the larger, the higher the frequency of the air pressure fluctuations is. So the well showed to behave like a sensitive barograph resp. like a pressure variograph for air pressure fluctuations of several minutes to many hours duration. The phenomenon depends upon the permeability of the well's surroundings for the penetrating air pressure waves. Investigations in other wells brought numerous variations in the detailed appearance of the phenomenon.

The level in a water collection point in the western « Vogelsberg » (Oberhessen), where the underground water is flowing through cleaves of the basalt as artesian water, depends upon seismic waves. Records of a frictionless water level recorder using sooted paper demonstrated that the underground water of that district behaves like a seismograph. Several long distance earth quakes yielded seismograms neatly containing the proceeding waves and the so-called big waves with periods of several seconds to some minutes. The investigation is being continued.

* * *

Unter den äusseren geophysikalischen Einflüssen, die auf das Grundwasser einwirken, sind insbesondere der Luftdruck und die Seismizität zu nennen.

Es ist seit langem bekannt, dass die Druckschwankungen, die das Wandern der Hoch- und Tiefdruckgebiete mit sich bringt, Änderungen der Höhe eines Brunnenspiegels verursachen. Dabei schwankt im wesentlichen nur die dem Luftdruck unmittelbar zugängliche Wasseroberfläche in dem Brunnen, nicht oder nur sehr wenig das gesamte, im Boden befindliche Grundwasser. Die Ursache der Erscheinung beruht, wie schon van EIMERN 1952 nachwies, darauf, dass die offene Wasseroberfläche in einem Brunnenschacht oder auch in einem Bohrloch den Luftdruckschwankungen unmittelbar ausgesetzt ist, während die Druckwellen in das umgebende Erdreich durch die Poren und Kapillaren langsamer und naturgemäss mit abnehmender Amplitude eindringen. Der so entstehenden Druckdifferenz folgt der Brunnenspiegel.

Am Frankfurter Meteorologischen Institut wird seit langer Zeit der Luftdruck mit mehreren hochempfindlichen Barographen, teilweise mit optischer Vergrösserung, verfolgt. Auch in der Umgebung wird längs eines etwa 50 km langen Profils der Luftdruckgang mit gleichartigen Instrumenten registriert, wobei auch die Feinstruktur des Luftdruckes beobachtet wird. Es lag nahe, auch die vom Luftdruck hervorgerufenen Spiegelschwankungen in einem Brunnen, die in der Regel nur mit relativ unempfindlichen Pegeln gemessen und mit den regelmässigen Barometerablesungen einer benachbarten meteorologischen Station verglichen werden, genauer zu verfolgen. Als sehr geeignet bot sich ein gemauerter Brunnen von etwa 4 m Durchmesser, der nahe beim Institut innerhalb des Heizhauses des Frankfurter Palmgartens gelegen ist. Er ist von allen sonstigen Einflüssen, insbesondere irgendwelchen Wasserentnahmen durch Abpumpen oder dergleichen unbeeinflusst. Der Wasserspiegel steht 3-4 m unter der Erdoberfläche. Die gleichzeitige Registrierung des Luftdruckes erfolgt im Meteorologischen Institut mit einem Q F E - Dosenbarographen, dessen Hebelwerk durch besonders gute Lagerung hochempfindlich gemacht ist, so dass 1 mb Druckschwankung etwa 2-3 mm auf dem Papier beträgt.

Von dem Wasserspiegel des Brunnens, der durch eine eingebaute Bühne sehr bequem zugänglich ist, wurde die Auf- und Abbewegung eines Schwimmers auf einen

einfachen Wagebalken übertragen. Am offenen Ende des Hebels schreibt eine Tintenfeder die Bewegung des Schwimmers auf einer Registriertrommel derselben Art wie beim Barograph auf. Man erreicht so, dass bei einem Anstieg des Wasserspiegels, hervorgerufen durch etwaigen Luftdruckfall, auch die aufgezeichnete Wasserspiegelkurve nach unten geht und so sehr bequem mit der Kurve des Barographen vergleichbar ist. Die folgende Figur 1 gibt ein Vergleichs-beispiel der im Brunnen aufgezeichneten Spiegelschwankung und der gleichzeitigen Luftdruckregistrierung. Das Bild zeigt im ganzen eine verblüffend gute Parallelität. Die Hebelübersetzung am Brunnen war so ausgewählt worden, dass « normale » synoptische Druckschwankungen (Perioden etwa 24-48 Stunden) bei der Brunnenregistrierung etwa die

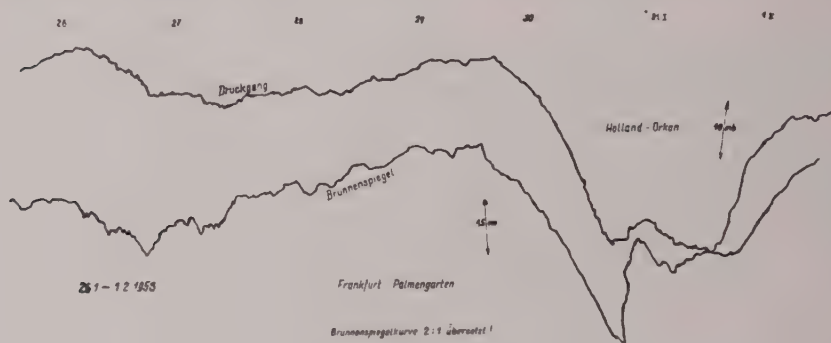


Fig. 1

gleichen Amplituden erzeugen wie am Barographen. Es zeigte sich, dass hierzu die wirkliche Spiegelschwankung im Brunnen etwa im Verhältnis 2:1 vergrößert aufgezeichnet werden musste. Das bedeutet, dass bei derartigen Schwankungen der Wasserspiegel im Brunnen etwa 2 mm Höhendifferenz durchmacht, wenn der Barometerstand sich um 1 mm Quecksilber ändert: das ist also nur etwa 1/7 des theoretisch möglichen Betrages, der 13.59 mm Wasserstandsänderung auf 1 mm Quecksilber ausmachen würde.

Sehr eindrucksvoll ist die Fähigkeit des Brunnens, die Feinstruktur des Luftdruckes ausserordentlich gut wiederzugeben. Ja, der Brunnenspiegel erweist sich in dieser Hinsicht dem Barographen, der mit einer normalen Viduose der Firma Fuess für die sogenannte QFE-Bestimmung arbeitet, weit überlegen. Alle Zacken und Schwankungen, die am Barographen erkennbar werden, enthält auch das Diagramm des Brunnenspiegels. Der Brunnen hat aber, wie man an dem Bild erkennen kann, die Fähigkeit, kurzperiodische Schwankungen weit besser herauszuholen als der Barograph. Für Schwankungen, deren Periode kürzer wird als etwa 1 Stunde bis zur Periode von wenigen Minuten herab, erreicht die Amplitude des Brunnenspiegels etwa das vierfache der Amplitude der synoptischen Schwankungen des Luftdruckes. Für solche Zacken (« Böennasen ») etc. wird der theoretische Betrag der Wasserschwankung zu etwa 75 % erreicht.

In ähnlicher Weise wird auch jede andere kurzperiodische Feinstruktur, wie sie beispielsweise als Schwankungen des Luftdruckes infolge Ubergangsgleitens ungleich warmer Luftschichten auftreten (Helmholtz-Wogen oder Föhnruhe einer Absinklage), in sehr viel schärferer Form wiedergegeben als am Barographen. Sehr eindrucksvoll ist auch die Wiedergabe des Luftdruckganges beim Holland-Orkan am 31. Januar 1953 (s. Abb.). Der grosse, fast 36-stündige Drucksturz der heranahenden und sich vertiefenden Zyklone ist ähnlich wie am Barographen wiedergegeben, während die Feinstruktur, die besonders im Moment der hereinbrechenden Kaltfront sehr lebhaft ist, durch den Brunnen verzerrt und mit ausserordentlich grossen Amplituden zum Vorschein kommt. (Die Sturmkatastrophe an der holländischen Küste war im übrigen nicht mit dieser Kaltfront verknüpft, sondern mit der ungewöhnlich hohen Windstärke hinter der Kaltfront (postfrontale Trogbildung)).

Diesen Beobachtungen entspricht es andererseits, dass die Einwirkung auf

den Brunnenspiegel schwach wird bzw. ganz aufhört, wenn eine Druckänderung mit gleichem Vorzeichen sehr lange Zeit, etwa mehr als 2 oder 3 Tage hindurch, anhält. In diesem Falle wird der Brunnenspiegel gleichsam müde, und ein Nachlassen des Druckanstieges wird vom Brunnenspiegel sogar schon mit einem Fall beantwortet, so dass der Brunnen den sich ankündenden Druckfall gewissermassen vorauszuahnen scheint. Dieses merkwürdige Verhalten wird klar, wenn man bedenkt, dass die Ursache der Erscheinung in der Druckdifferenz besteht, die sich zwischen dem dem Luftdruck unmittelbar ausgesetzten Brunnenspiegel und dem Druck im Inneren des Erdreiches einstellt. Bei langanhaltenden, grossräumigen Druckänderungen wird diese Differenz allmählich immer kleiner und kann schliesslich 0 erreichen. Die ganze Anordnung entspricht also für kurzperiodische Schwankungen einem Instrument zur unmittelbaren Wiedergabe einer Druckdifferenz, dagegen für Druckänderungen mit grösserer Periode einem Druckvariometer: Die verbleibende Druckdifferenz zwischen Brunnenspiegel und benachbartem Erdboden wird dem ersten Differentialquotienten bzw.

dem meteorologischen $\frac{dp}{dt}$ proportional. Eine ausführliche Theorie hat R. MEISSNER in dem Sonderband 1953 der Zeitschrift für Geophysik veröffentlicht.

Hieraus wird es verständlich, dass die Fähigkeit eines Brunnenspiegels, den Luftdruckgang bzw. die Stärke der Veränderung eines Luftdruckes wiederzugeben, wie dies der Brunnen im Frankfurter Palmengarten in so ausgezeichneter Weise für Perioden von etwa 5 Minuten bis zu 6 Stunden Dauer tut, keineswegs für jeden Brunnen gilt. Sie ist eine Funktion der Druckdifferenz zwischen Brunnenspiegel und Umgebung. Somit wird sie abhängig davon, wie schnell sich die äusseren Druckschwankungen durch das mit Luft oder mit Wasser gefüllte Kapillarsystem des Bodens nach unten hin vorarbeiten. Für Druckschwankungen sehr durchlässiger Boden (z.B. Kiese und Sande) wird die Erscheinung im Grossen und Ganzen schwächer zur Ausbildung kommen lassen als halbblehmige Böden, wie er in unserem Beispiel des Palmengarten-Brunnens vorhanden ist.

Die Untersuchung ist inzwischen auf eine ganze Reihe von Brunnen bzw. Bohrlöchern in der Umgebung von Frankfurt ausgedehnt worden. Es gibt Fälle, wo 6 Grundwasserstellen 6 verschiedene Wiedergaben des gleichen Druckganges ergeben. Zuweilen zeigt sich, dass ein frisches Bohrloch, wie es zur Untersuchung des Bauuntergrundes einige Meter tief hergestellt wird, seine anfängliche Fähigkeit, Feinstruktur wiederzugeben, bald wieder verliert. Änderungen der Porenweiten oder ein Zusammensacken des umgebenden Erdreiches dürfte die Ursache hierfür sein. Ebenso wird erklärlich, dass die einzelnen Brunnenspiegel hinsichtlich dieses Verhaltens Änderungen zeigen, wenn grössere Niederschläge das umgebende Erdreich stark durchfeuchten oder wenn anhaltende Dürre die Struktur des obersten Erdbodens verändert. Die grosse jährliche Schwankung des Grundwassers bedingt somit auch einen jährlichen Gang der Druckempfindlichkeit. Auch Frost bedingt aus den angeführten Gründen Änderungen im Verhalten solcher Bohrlöcher.

Insgesamt erlaubt aber die beschriebene, sehr einfache Messanordnung eine Überwachung des Zustandes des obersten Erdreiches in der Umgebung einer zugänglichen Grundwasserstelle. Systematische Messungen ergeben gewisse Rückschlüsse auf Porenweiten und Durchlässigkeit des Bodens. Modellversuche, die im Laboratorium des Frankfurter Meteorologischen Institutes ausgeführt werden, sollen hier noch weiter führen.

Eine zweite Art der Beeinflussung des Grundwasserspiegels in Brunnen oder Wasserlöchern stellen Erdbebenwellen dar. Dass das Grundwasser bei starken Erdbeben in irgend einer Weise beeinflusst wird und Bewegungen relativ zum umgebenden Gestein ausführt, ist durch die Veränderlichkeit der Schüttung von Quellen, bzw. durch gelegentlich auftretende Verfärbungen des Quellwassers nach stärkeren Beben eine schon lange bekannte Erscheinung. Ebenso deuten Beobachtungen in Bergwerken oder mit Wasser vollgelaufenen Schächten darauf hin, dass unterirdische Wasseransammlungen durch Erdbebenwellen zuweilen zu starken Höhenschwankungen mit Amplituden von der Grössenordnung einiger Dezimeter angeregt werden.

Eine sehr interessante Beobachtung dieser Art machte Herr Direktor KEIL bei seinen Wasserwerksanlagen in Inheim am Westabhang des Vogelsberges. Die dort aufgestellten Pegel zeigten, dass hier das dicht unter der Erdoberfläche stehende und gespannte Grundwasser Schwankungen bis zu mehreren Zentimetern bei stärkeren Erdbeben ausführt (Fig. 2). Das Frankfurter Institut stellte in Inheim zunächst eine mit Schwimmerpegel arbeitende Registriereinrichtung auf, die den Verlauf der

Wasserstandskurve zeitlich stärker auflöst. Das untenstehende Bild zeigt Ihnen die beim Ostasien-Beben (4.11.52) und beim Turkestan-Beben (18.3.1953) erhaltenen Kurven. Die Erwartung, dass das dort nach Angabe der Geologen «in Klüften» vorhandene Grundwasser die grossen oder langen Wellen eines Erdbebens wiedergeben würde, wurde nicht nur bestätigt, sondern die Registrierungen zeigen darüber hinaus sehr deutlich, dass auch Vorläufer eines Bebens, deren Perioden bekanntlich erheblich kürzer sind (Verhältnis etwa 1-2 Sekunden : 15-60 Sekunden) vom Grundwasser mitgemacht werden. Das Frankfurter Institut richtete daraufhin eine Messanordnung ein, die eine Wiedergabe der Höhe des Grundwasserspiegels mit einem Vorschub von 12 cm/Stunde brachte. Zur Erhöhung der Empfindlichkeit wurde auf Russschreibung übergegangen und zur Vermeidung von schädlicher Reibung des Schwimmers an den Rohrwänden des benutzten Bohrloches wurde eine besondere Anordnung gewählt. Die erste, gelungene Registrierung eines Fernbebens aus Asien, die ich im Lichtbild (1) vorführen kann, beweist, dass

18h 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 19 h 00
 ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓



Fig. 2

*Registrierung eines Ostasien-Bebens durch einen Grundwasserpegel in Inheiden
 (25.XI.53, 18 h. 01).*

das im Vogelsberg in Klüften anstehende Grundwasser in der Tat ein ausgezeichneter Seismograph ist. Der Vergleich mit der am Taunus-Observatorium auf dem Kl.Feldberg mittels eines Mainka-Seismographen erhaltenen Erdbebenregistrierung vom 25.11.1953 zeigt, dass das Grundwasser imstande war, sowohl Perioden von der Grössenordnung einiger Sekunden bis zu den Perioden der grossen Wellen (20-40 Sekunden) recht gut wiederzugeben. Auch die Vergrösserungsverhältnisse entsprechen denen einer normalen Erdbebenapparatur, die nicht auf eine besondere Periode ausgerichtet ist. Das Diagramm des Lichtbildes zeigt die Wasserbewegung noch 4:1 verkleinert.

Die Tatsache, dass eine solche Anordnung auch Vorläufer wiederzugeben vermag, hat uns jetzt veranlasst, eine Vergrösserung von 4:1 vorzunehmen und durch Umbau auf eine elektrisch arbeitende Registratur die Gefahr eines Ausfalls der Registrierung wegen zu grosser Amplitude zu vermeiden. Die hierbei in Aussicht genommene Apparatur soll auch dazu dienen, die Natur der Grundwasserschwankungen, hervorgerufen durch Erdbeben, die bisher wegen Unkenntnis der genauen geologischen Struktur noch nicht sicher gedeutet werden kann, zu klären.

Auf Grund eines Referates, das Mr. FORBIS gelegentlich einer geologischen Tagung in Mainz gehalten hat, ist mir bekannt geworden, dass auch in Amerika bei Erdölbohrungen solche, von Erdbeben hervorgerufene Schwankungen des Grundwassers beobachtet und registriert sind. Die zur messung verwandte Apparatur ist dabei offenbar ganz ähnlicher Art, wie die bisher in unserem Institut benutzte.

(1) Vergl. Frankfurter Umschau, 1955, . . .

CONSUMPTIVE USE OF GROUND WATER BY PHREATOPHYTES AND HYDROPHYTES *

by

Harry F. BLANEY **

Synopsis

In many parts of the world the ground water supply is exceedingly limited and the demands for water, already great, are constantly increasing through pumping for irrigation, industrial and domestic purposes. When making an inventory of the water resources of a river basin, water consumed by phreatophytes (ground-water vegetation) such as cottonwoods, salt cedar (tamarisk), willows and salt grass growing in areas of high water-table and along streams becomes of increasing importance as greater land areas are irrigated, especially during periods of drought. Through the process of transpiration these plants discharge and waste large quantities of ground water into the atmosphere.

Research studies show that the rates of consumptive use (evapotranspiration) by phreatophytes is much greater than the use of water by most irrigated crops. This paper describes and presents the results of studies and measurements of the use of ground water by phreatophytes and hydrophytes in arid and semi-arid areas of the United States, and describes a method of determining rates of water consumption in areas where no measurements except climatological data are available.

* * *

Introduction

Adaption of plants to natural conditions has distributed vegetation in more or less dominant communities throughout the world. These may be classified as: (a) Xerophytes are plants that have adapted themselves to deficient and irregular water supplies; (b) Mesophytes grow in habitats that usually have neither excess nor deficiency of water; (c) Hydrophytes live wholly or partly submerged in water or with roots in saturated soil that is intermittently submerged; and (d) Phreatophytes are plants that habitually grow where they can send their roots down to the water table or the capillary fringe immediately overlying the water table.

The term «phreatophyte» was first used by the late Dr. O. E. Meinzer in the early twenties (1). The word is derived from two Greek words meaning well plant. In proposing this name, Meinzer indicated that it would overlap some of the other groups such as hydrophytes (2).

The term «consumptive use» has been used for some 50 years by irrigation engineers in the United States. It is considered synonymous with the term «evapo-transpiration» and is defined as the quantity of water evaporated and transpired from an area. It may be expressed as a rate, depth in inches or centimeters.

In determining the available water supply of a river drainage basin for irrigation and other purposes, ground water consumed by phreatophytes such as tamarisk (salt cedar), cottonwoods, willows and salt grass and by hydrophytes such as tules, bull-rushes and sedges, should be given careful consideration before new multiple-purpose are authorized. The value of data on consumptive use by these plants is recognized by administrators and engineers in regions where water rights are in dispute, or where international and interstate water supply and water use are not in balance (3) (4) ***.

* Presented at the Tenth General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Rome, Italy, September 1954.

** Principal Irrigation Engineer, Western Soil and Water Management Section, Soil and Water Conservation Research Branch, Agricultural Research Service, United States Department of Agriculture, Los Angeles, California.

*** Numbers in parentheses refer to Literature Cited.

The moisture requirements of water-loving native vegetation are usually satisfied before water becomes available for irrigation and other purposes. Measurements of evapo-transpiration indicate that water-loving native (natural) vegetation uses from 50 to 100 percent more water than most crop plants. Tules and salt cedar growing in irrigation canals and drainage ditches and on their banks are exposed in narrow strips to sun and wind so that their consumption of water is unusually high ⁽¹⁾ ⁽¹³⁾. The United States Geological Survey has estimated that the total area of phreatophytes is over 15 million acres in the 17 Western states and that the total use of water by these plants is between 20 and 25 million acrefeet annually ⁽¹²⁾. With the exception of salt cedar, most of the phreatophytes growing in Western United States are indigenous to this country. Salt cedar was introduced into the United States from Mediterranean region about 1900. These include some 15 varieties which are spreading rapidly.

This paper presents data on measured consumptive use of water by phreatophytes and hydrophytes and describes a method of determining rates of water consumption in areas where no measurements except climatological data are available.

Conditions Affecting Water Use

Many factors operate singly or in combination to influence the amount of water consumed by plants. The effects of these factors are not necessarily constant but may fluctuate from year to year as well as from place to place. The effect of sunshine and heat in stimulating transpiration was studied as early as 1691 by European investigators. Measurements of transpiration of various kinds of plants indicate a close correlation between transpiration, evaporation, temperature, solar radiation, and humidity.

The three primary factors that affect the annual rate of water use by phreatophytes are (a) depth of water table (b) climatic conditions and (c) density of plant growth. Usually, the shallower the water table, the higher the rate of use. For some species, the depth to ground water is the controlling factor on their occurrence and growth. For instance, salt grass commonly grows only where the depth of the water does not exceed 7 feet, while mesquite is a deep-rooted plant that has been known to send its roots 50 feet or more in search of water ⁽¹³⁾. In soils of fine texture the height of the capillary fringe is greater than in soils of coarse texture. Thus in coarse sandy soil the capillary fringe may not extend more than one foot above the water table while in a clay soil it may supply moisture to 7 or more feet above the water table for plant growth. Measurements by the writer indicate that most of ground-water discharge by phreatophytes occurs in areas where the depth to water is less than 15 feet. Climatic conditions control the occurrence and growth of some species, whereas others are relatively unaffected by climate. The effect of climate on the growth and occurrence of salt cedar is very noticeable. The use of water by phreatophytes is influenced by temperature, daytime hours, length of growing season, precipitation and humidity. The effect of density of growth on use of water by salt cedar, cottonwood and willows was demonstrated in the course of intensive studies in Safford Valley, Arizona, in 1943-44 ⁽⁸⁾. It was found that the water use varied directly with the volume density.

Use of Water Measurements

Evapo-transpiration losses by phreatophytes and hydrophytes growing in areas on high-water table have been measured by means of tanks, lysimeters, inflow-outflow ground-water fluctuations and other methods by Federal and State agencies ⁽¹⁾ ⁽²⁾ ⁽⁸⁾. At various times during the past 30 years the writer has measured rates of consumptive use in California, Colorado, New Mexico and Texas ⁽¹⁾ ⁽²⁾ ⁽⁴⁾. The results of some of these measurements and those made by other investigators are shown in tables 1 and 2.

Relation Between Consumptive Use and Depth to Water Table

In investigations involving determination of water use by salt grass in tanks,

TABLE 1

Examples of annual or seasonal consumptive use of ground water by phreatophytes and hydrophytes as measured by tanks or lysimeters in Western United States

Locality	Type	Period	Depth to water table Inches	Consumptive Use		Authority
				Inches	Centimeters	
<i>Arizona</i>						
Safford	Salt cedar *	Sept. 1943-Oct. 1944	—	86.4	219	Gatewood & Robinson ⁽⁸⁾
Safford	Cottonwood *	Sept. 1943-Oct. 1944	—	72.0	183	Gatewood & Robinson ⁽⁸⁾
Safford	Baccharis *	Sept. 1943-Oct. 1944	—	56.4	143	Gatewood & Robinson ⁽⁸⁾
Safford	Mesquite *	Sept. 1943-Oct. 1944	—	39.6	101	Gatewood & Robinson ⁽⁸⁾
<i>California</i>						
Santa Ana	Salt grass	May 1929-April 1932 **	12	42.7	108	Blaney & Young ⁽¹⁾
Santa Ana	Salt grass	May 1929-April 1932 **	24	35.3	90	Blaney & Young ⁽¹⁾
Santa Ana	Salt grass	May 1929-April 1932 **	36	23.8	60	Blaney & Young ⁽¹⁾
Santa Ana	Salt grass	May 1929-April 1932 **	48	13.4	34	Blaney & Young ⁽¹⁾
Santa Ana	Wire rush	Aug. 1930-July 1931	24	78.9	200	Blaney & Taylor ⁽¹⁾
Victorville	Tules	Jan. 1931-Dec. 1932	0	78.4	199	Blaney & Blaney ⁽¹⁰⁾
San Luis Rey	Tules	Jan. 1940-Dec. 1943	0	58.9	150	Muckel & Blaney ⁽¹⁰⁾
San Luis Rey	Cottonwood *	April 1941-Mar. 1943 **	48	62.5	159	Muckel & Blaney ⁽¹⁰⁾
San Luis Rey	Cottonwood *	April 1939-Mar. 1941 **	36	91.5	232	Muckel & Blaney ⁽¹⁰⁾
<i>Colorado</i>						
San Luis Valley	Meadow grass	June-Nov. 1936	0	36.3	92	Blaney ⁽²⁾
San Luis Valley	Tules	June-Nov. 1936	0	38.8	99	Blaney ⁽²⁾
Ft. Collins	Sedge grass	May-Oct. 1930	18	53.6	136	Parshall ⁽¹³⁾
Ft. Collins	Rushes	July-Oct. 1930	—	52.6	134	Parshall ⁽¹³⁾
<i>New Mexico</i>						
Los Griegos	Salt grass	Oct. 1927 Sept. 1928	26	22.7	58	Elder ⁽²⁾
Isleta	Sedge grass	June 1936-May 1937	3	76.9	195	Blaney & Morin ⁽²⁾
State College	Cattails	July-Dec. 1936	30	44.2	112	Blaney & Morin ⁽²⁾
State College	Salt grass	July-Dec. 1936	14	29.3	74	Blaney & Morin ⁽²⁾
Carlsbad	Tamarisk	Jan.-Dec. 1940	36	57.3	146	Blaney ⁽⁴⁾
Carlsbad	Sacaton	Jan.-Dec. 1940	24	48.1	122	Blaney & Morin ⁽⁴⁾
Carlsbad	Sacaton	Jan.-Dec. 1940	48	41.4	105	Blaney & Morin ⁽⁴⁾

* 100 percent volume density.

** Average yearly for period of record.

there has been evidence of straight-line relation between depth to water table and amount of water consumed. The data on use of water by salt grass with depths to water table ranging from 12 to 48 inches, at Santa Ana, California, illustrate this relationship. (see tables 1 and 2) Studies made on salt grass by the United States Geological Survey in Owens Valley, California and Escalante Valley, Utah and by Elder at Los Griegos, New Mexico indicate the same straight line relation ⁽¹³⁾.

TABLE 2

*Examples of monthly measurements of use of water
by phreatophytes and hydrophytes in Western United States*

Month	Consumptive use of water in inches											
	Salt grass			Salt cedar			Cotton-wood		Willow		Tules	Sedge
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
Jan.	2.30	0.43	0.89	0.58					0.58	—	1.74	0.76
Feb.	1.95	1.13	1.34	.87					.76	2.00	2.02	2.87
Mar.	3.04	1.12	2.22	2.47					1.19	3.92	3.82	4.78
April	3.36	1.96	4.48	4.88			7.01	5.82	2.28	5.72	5.08	6.49
May	2.78	2.11	6.42	5.89			10.55	6.65	3.47	4.76	8.74	10.53
June	3.86	3.77	5.79	8.03			11.88	8.69	3.77	4.99	10.80	8.98
July	4.90	9.20	8.07	9.53	6.1	10.4	16.49	10.98	4.24	7.34	14.13	11.45
Aug.	4.10	7.90	7.09	8.28	11.6	14.2	14.24	9.93	4.80	7.80	12.32	15.57
Sept.	3.52	6.11	6.13	7.34	11.7	13.2	9.84	8.66	4.18	6.63	10.04	7.39
Oct.	2.71	4.12	3.50	6.48	11.0	12.4			2.92	5.36	5.86	4.54
Nov.	2.29	1.21	1.80	2.50	2.4	3.5			1.34	3.54	2.42	2.13
Dec.	1.43	.75	.37	.40	1.2	.9			.96	2.12	1.44	1.45
Total	36.24	39.81	48.10	57.25					30.49	—	78.45	76.94

- (1) Santa Ana, Calif, water table 24 ins.
- (2) Mesilla Dam, New Mexico water table 14 ins.
- (3) Carlsbad, New Mexico water table 24 ins.
- (4) Carlsbad, New Mexico water table 36 ins.
- (5) Safford, Ariz. water table 48 ins.
- (6) Safford, Ariz. water table 24 ins.
- (7) San Luis Rey, Calif, water table 36 ins.
- (8) San Luis Rey, Calif. water table 48 ins.
- (9) Isleta, New Mexico depth water table 13 ins.
- (10) Santa Ana, Calif. water table 24 ins.
- (11) Victorville, Calif. water table at surface.
- (12) Isleta, New Mexico water table at surface.

Figure 1 indicates the relation between consumptive use of water and depth to water table for cottonwood trees, brush and grass in Southern California ⁽¹⁰⁾. The points shown on the curve in figure 1 are based on the following measurements in San Luis Rey Valley, California : « A » two years' record from tank 6 feet in diameter growing cottonwood tree with water table at 3 feet; « B » three years' record from tank 6 feet in diameter growing cottonwood tree with water table at 4 feet; « C » based on field observations made on grassland where the depth to water table was 12 feet; « D » based on field observations made on grass and brush lands where the average depth to water table was 4.7 feet.

Relation of Consumptive Use to Evaporation.

Meteorological conditions influencing evaporation from water surfaces likewise affect evaporation from soils and transpiration from vegetation. Both evaporation

and transpiration freely respond to changes in temperature, wind movement, and humidity so that evaporation from water may, under certain conditions, be used as an index of evapo-transpiration losses for areas in which there is ample water to take care of evaporation and transpiration.

Extensive studies in the correlation of evaporation, temperature, humidity, wind movement, and evapo-transpiration were conducted by the writer in 1919, at the Irrigation Field Laboratory of the United States Department of Agriculture, located at Denver, Colorado. These studies included meteorological observations as well as measurements of evaporation from various sized pans, evaporation from soil tanks, and consumptive use of water by irrigated crops grown in tanks ⁽⁶⁾.

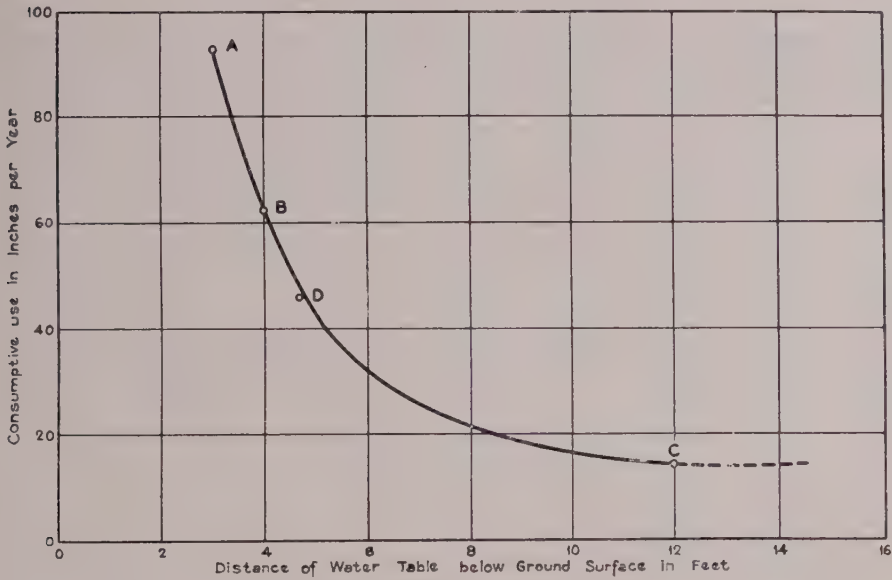


FIGURE 1.

CONSUMPTIVE USE BY NATIVE VEGETATION SAN LUIS REY VALLEY, CALIFORNIA

The results of these studies and other investigations in California, New Mexico, and other areas indicate the observed evaporation data may be used as a means of estimating evapo-transpiration by phreatophytes and hydrophytes having access to an ample water supply when the relation of the two is known for a particular area ⁽¹⁾ ⁽²⁾. As an example, for two locations in California, for tules growing in large tanks within the confines of a swamp area, the consumptive use, with reference to evaporation from a near-by exposed Weather Bureau pan, was 95 percent under desert and cold winter conditions at Victorville, and 94 percent under mild summer and winter climate near the Pacific coast at San Luis Rey ⁽¹⁾ ⁽²⁾ ⁽¹⁰⁾. Table 3 gives the monthly and annual consumptive use and evaporation from a Weather Bureau pan at these locations and at Los Griegos, New Mexico. Frost-free period for Victorville and Los Griegos was from about April 1 to September 30. While at San Luis Rey there was no frost during the entire year. Somewhat similar data are available for salt grass. However, since consumptive use becomes less with increased depth to ground water, its relation to evaporation depends on position of the water table.

Penman and Schofield have conducted extensive studies on the relation of transpiration from grass to evaporation at Rothamsted, England. They have found that taking the year as a whole, the evaporation (transpiration) from grass was about 75 percent of that from the open water surface. Also that there is a seasonal variation in the ratio of evaporation (transpiration) from grass to the evaporation from the water surface ⁽¹¹⁾.

TABLE 3

Relation between consumptive use by tules and cottonwood trees to evaporation from a United States Weather Bureau pan

Month	Los Griegos, N. Mex. (Lat. 35° N) Year 1928 ⁽³⁾			Victorville, Calif. (Lat. 35° N) Year 1931-32 ⁽¹⁾			San Luis Rey, Calif. (Lat. 33° N) Year 1940 ⁽¹⁰⁾				
	C.U. * Tules	E ** Water	Ratio C.U. E	C.U. * Tules	E ** Water	Ratio C.U. E	C.U. * Tules	E ** Water	Ratio C.U. E	C.U. * Cot- ton- wood ***	Ratio C.U. E
	Ins.	Ins.	Pct.	Ins.	Ins.	Pct.	Ins.	Ins.	Pct.	Ins.	Pct.
Jan.	1.20	2.02	59	1.74	2.40	72	0.91	1.63	56		
Feb.	1.68	2.90	58	2.02	3.32	61	1.77	2.61	68		
Mar.	3.60	6.17	58	3.82	6.67	57	3.31	4.28	77		
April	5.16	8.62	60	5.08	7.79	65	5.30	5.61	94	7.01	125
May	5.28	8.12	65	8.78	9.92	88	7.57	7.53	100	10.55	140
June	10.68	12.72	84	10.80	10.38	104	7.23	7.52	96	11.88	158
July	13.08	11.00	119	14.13	12.12	116	9.00	9.55	94	16.49	173
Aug.	10.68	8.39	127	12.32	10.68	115	7.60	8.58	88	14.24	166
Sept.	7.80	7.34	106	10.04	8.22	122	6.12	6.70	91	9.84	147
Oct.	2.76	5.54	50	5.86	5.44	108	5.94	5.22	114		
Nov.	1.80	3.38	53	2.42	3.52	69	3.02	2.43	124		
Dec.	.96	1.45	66	1.44	2.00	72	2.04	1.76	116		
Annual	64.68	77.65	—	78.45	82.46	—	59.81	63.42	—	—	—
Percent	—	—	83	—	—	95	—	—	94	—	—

* C.U. = Consumptive use of water.

** E = Evaporation from a U. S. Weather Bureau pan.

*** Water table 3 feet.

Provisional values... for southern England are :

Midwinter (November-February)	0.6
Spring and autumn (March-April - Sept.-Oct.)	0.7
Midsummer (May-August)	0.8
Whole year	0.75

For the bare soil the water table was 5 inches below surface, for turf 16 inches.

Studies made by the writer in San Fernando Valley, California, in 1940-41 indicate that the consumptive use of water by alfalfa, a phreatophyte, is 66 percent of the evaporation from a Weather Bureau pan ⁽⁶⁾.

A report edited by Mather on the measurement of potential evapo-transpiration at observation stations in the United States, Canada, Ireland, Hong Kong, Trinidad and Nigeria, was published by the Laboratory of Climatology of the Johns Hopkins University in March 1954 ^(8a). This report presents the results of measurements of evapo-transpiration and evaporation from tanks or lysimeters made by Thornthwaite, Mather and others in the United States, and by other investigators in different parts of the world.

Determining Consumptive Use from Climatological Data

From long-period records of evaporation, temperature, and humidity in New Mexico and Texas, together with consumptive-use measurements at Carlsbad, N. Mex., empirical formulas were developed by Blaney and Morin for computing

evaporation and consumptive use when temperature and humidity data are available ⁽⁵⁾. Consideration of these results and the factors involved is shown in the expression:

$$u = ktp (114 - h) = kc \quad (1)$$

in which «*u*» is the monthly consumptive use (or evaporation) in inches; «*k*» is the monthly empirical coefficients; «*t*» is the mean montly temperature, °F; «*p*» is the monthly percentage of daytime hours of the year; «*h*» is the average montly humidity; and «*c* = *tp* (114 — *h*)» is the montly use index (climatic factor). The formula for annual consumptive use (or evaporation) in inches is

$$U = K_aC = k_w c_w + k_s c_s \quad (2)$$

in which «*K_a*» is the empirical coefficient for the entire year; «*C*» is the use index for entire year; «*k_w*» is the empirical coefficient for winter period; «*k_s*» is the empirical coefficient for growing season or frost-free period; «*c_w*» is the use index for winter season; and «*c_s*» is the use index for growing season or frost-free period. The values of «*k_w*» and «*k_s*» may be computed from observed values of consumptive use, temperature, and humidity by the relation *k* = *u* / *c*.

Computed coefficients for winter and summer water consumption based on evapo-transpiration, evaporation, temperature and humidity measurements in New Mexico are shown in table 4 and figure 2.

TABLE 4

Coefficients for computing water consumption from climatological data ⁽⁶⁾

Type of vegetation or land use	Depth of water table (feet)	Empirical coefficients	
		<i>k_w</i>	<i>k_s</i>
Sacaton	4	0.0044	0.0139
Sacaton	2	0.0063	0.0154
Salt cedar (tamarisk)	2	0.0075	0.0216
Alfalfa	5	—	0.0174
Tules	0	—	0.0240
Evaporation, bare soil	2	0.0063	0.0083
Evaporation, water surface	0	—	0.0174

Actual measurements of consumptive use under each of the physical and climatical conditions of any large area are expensive and time consuming. Therefore, some rapid method of transferring the results of careful measurements, made in several areas, to other areas of similar conditions is needed. Blaney and Criddle developed such a method to estimate rates of water consumption for areas where mean monthly humidity records are not available ⁽⁶⁾ (7). This method has been described in other publications and is being used throughout the world by irrigation engineers and hydrologist. Briefly, the procedure is to correlate existing consumptive-use data with monthly temperature, percentage of daytime hours, precipitation, frost-free (growing) period, or irrigation season. The coefficients so developed for different crops are used to translocate or transpose consumptive-use data from one section to other areas in which climatological data alone are available. This may be expressed by the equation *U* = *KF*, where «*U*» is the consumptive use or evaporation in inches for any period; «*F*» is the sum of the monthly consumptive-use factors for the period (sum of the products of mean monthly temperature and monthly percentage of daytime hours of the year *); and «*K*» is the empirical consumptive-use coefficient for period or growing season.

* Monthly percentage of daytime hours is given in table 8 of paper entitled «Evapo-Transpiration Measurements in Western United States», by Harry F. Blaney, presented at the Tenth General Assembly of the International Union of Geodesy Geophysics, Rome, Italy, September 1954.

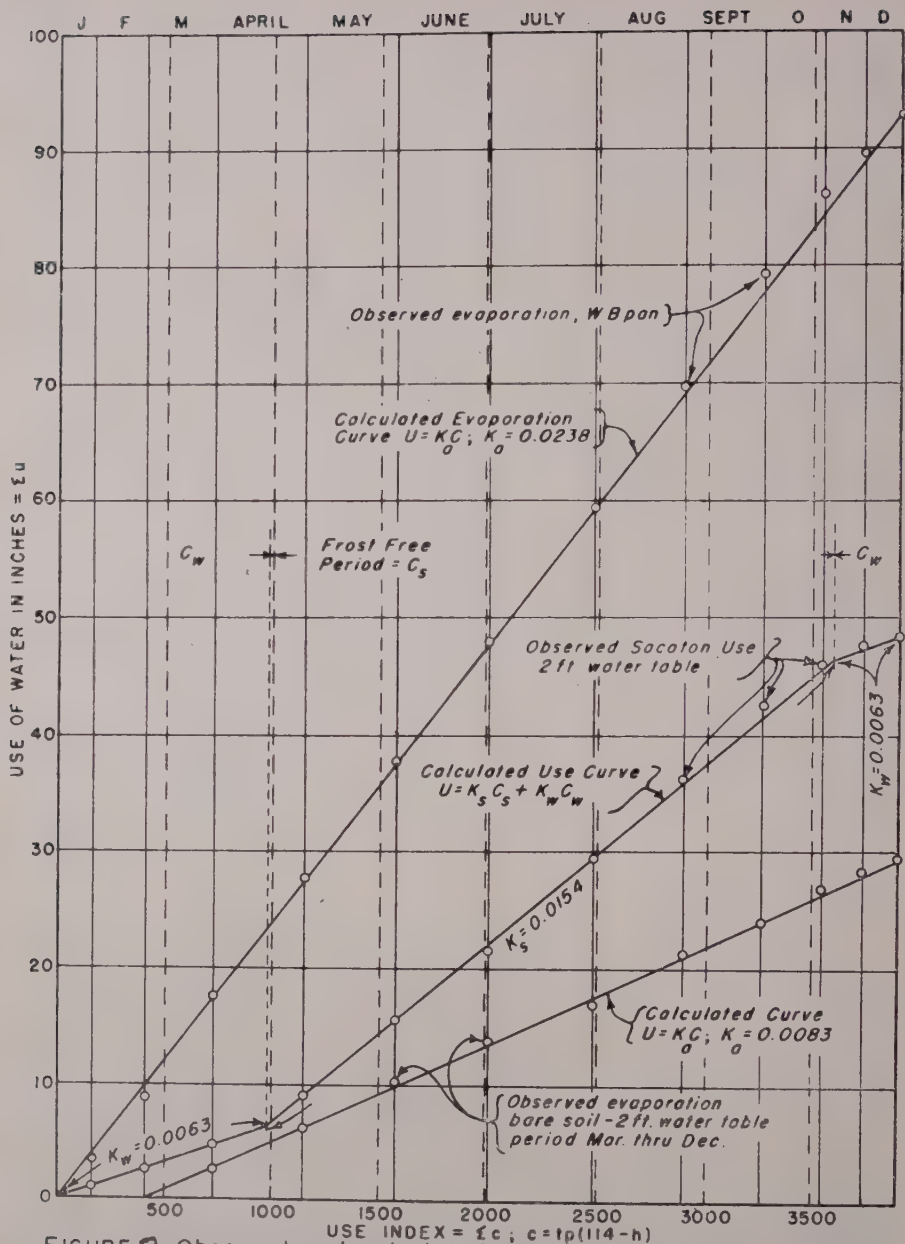


FIGURE 2 Observed and calculated use of water curves for Weather Bureau pan, bare soil tank & sacaton tank, Carlsbad, N. Mex., 1940.

AGRICULTURE - PORTLAND, OREGON

7-L-12960-A

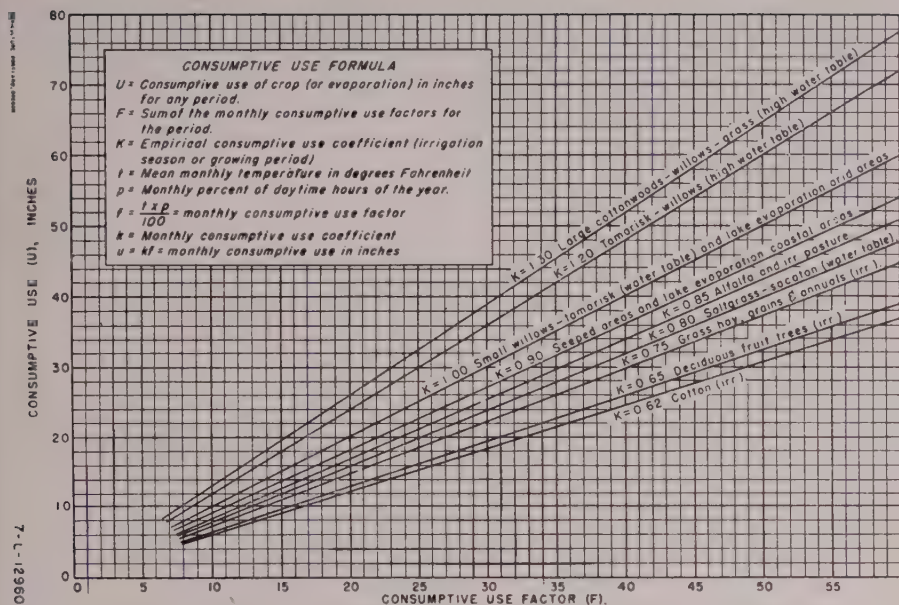


FIGURE 3. Relation of Consumptive Use to Temperature and Percent of Daytime Hours.

The consumptive-use factor (F) for any period may be computed for areas in which monthly temperature records are available. Then, by knowing the consumptive-use coefficient (K) for a particular crop in some locality, an estimate of the water use by the same crop in some other area may be made by application of equation $U = KF$. Figure 3 illustrates the procedure and gives coefficient (K) for computing water use.

LITERATURE CITED

- (1) BLANEY, HARRY F., TAYLOR, C. A., NICKLE, H. G., and YOUNG, A. A. 1933. Water Losses Under Natural Conditions from Wet Areas in Southern California. *Calif. State Dept. Pub. Works, Div. of Water Resources, Bulletin 44*.
- (2) BLANEY, HARRY F., EWING, PAUL A., ISRAELSEN, O.W., ROHWER, C., and SCOBAY, F.C. 1938. Water Utilization, Upper Rio Grande Basin. *National Resources Committee, Part III*.
- (3) BLANEY, HARRY F. 1942, Methods of Determining Consumptive Use of Water. *Revista de la Sociedad Cubana de Ingenieros. IV Congreso Nacional De Ingenieria. Cuba*.
- (4) BLANEY, HARRY F., EWING, PAUL A., MORIN, KARL V., and CRIDDLE, WAYNE D. 1942, Consumptive Water Use and Requirements, Report of the Participating Agencies, Pecos River Joint Investigation. *National Resources Planning Board*.
- (5) BLANEY, HARRY F. and MORIN, KARL V. 1942, Evaporation and Consumptive Use of Water Formulae. Part I, *Trans. American Geophysical Union* (Jan. 1942).
- (6) BLANEY, HARRY F. 1952, Consumptive Use of Water. *Amer.Soc. Civil Engineers Trans. Vol. 117, pp. 948-973*.
- (7) BLANEY, HARRY F. 1952, Determining Evapotranspiration by Phreatophytes from Climatological Data. *Trans. American Geophysical Union, Vol. 33, No. 1*.
- (8) GATEWOOD, J. S., ROBINSON, W. T. and others. 1950, Use of Water by Bottom-Land Vegetation in Lower Safford Valley, Arizona. *Water Supply Paper 1103, U. S. Geological Survey, Dept. of Interior*.

- (^{8a}) MATHER, JOHN R., THORNTWHAITE, C. W. and others. 1954, The Measurement of Potential Evapotranspiration. *Laboratory of Climatology, The Johns Hopkins University*, Vol. VII, No. 1.
- (⁹) MEINZER, OSCAR E. 1923, Outline of Ground-Water Hydrology, With Definitions. *Water Supply Paper 494, U. S. Geological Survey, Dept. of Interior*.
- (¹⁰) MUCKEL, DEAN C., and BLANEY, HARRY F. 1945, Utilization of the Waters of Lower San Luis Rey Valley, San Diego County, California. *U. S. Dept. of Agriculture*.
- (¹¹) PENMAN, H. L. 1948, Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proc. Roy. Soc., A*, 193 : 120-145.
- (¹²) ROBINSON, T. W. 1952, Phreatophytes and Their Relation to Water in Western United States. *Trans. American Geophysical Union*, Vol. 33, No. 1.
- (¹³) YOUNG, ARTHUR A. and BLANEY, HARRY F. 1942, Use of Water by Native Vegetation. *California State Div. of Water Resources, Bulletin 50*.
-

CONSEQUENCES HYDROLOGIQUES DE L'ABAISSMENT ARTIFICIEL DU PLAN D'EAU DANS UN POLDER A ASSECHER POUR LES REGIONS PERIPHERIQUES

par

A. VOLKER

Ingénieur en chef aux Travaux du Zuiderzee

Résumé

L'assèchement d'une vaste partie du Zuiderzee entraîne un abaissement quasi-instantané du plan d'eau de plusieurs mètres dans des bassins de plusieurs centaines de kilomètres carrés. Etant donné que le sous-sol est très perméable (paquets de sables d'une épaisseur de 250 mètres environ — perméabilité du sable 30 m par jour) et que les couches de surface ne sont pas imperméables, cet abaissement se propage sous les régions adjacentes du pays préexistant, où l'abaissement du niveau piézométrique dans le paquet perméable est suivi par une descente de la nappe phréatique. Cette descente peut avoir des conséquences néfastes pour l'agriculture et pour les fondations des maisons bâties sur pilotis en bois.

Le cas du « Noordoostpolder » (480 km², asséché 1842) est cité. Dans la région périphérique du polder, l'abaissement de la nappe phréatique s'est fait sentir sur une surface de 30 km², cet abaissement ayant atteint un maximum de 1,2 m. Le profil pédologique (mince couches d'argile sur tourbe) étant très sensible aux modifications du niveau phréatique, il fut nécessaire de prendre des mesures spéciales pour rétablir le volume de la production agricole (irrigation souterraine par pompage). Les pertes d'eau par le sous-sol auxquelles il s'agit de remédier peuvent s'élever à 4 mm/jour.

Pour les polders qui ne sont pas encore asséchés, on doit à l'avance choisir entre ce remède curatif et des mesures préventives. Parmi ces dernières la seule méthode efficace consiste à aménager un « lac de ceinture » d'une largeur variant de 1 à 1 ½ kilomètres suivant les conditions géotechniques avec un niveau légèrement supérieur au niveau primitif du lac avant l'abaissement, ceci afin de contrebalancer l'effet de l'abaissement du plan d'eau dans le bassin à assécher. Ce procédé implique donc qu'une partie du polder à assécher doit rester sous l'eau : aussi le choix entre les deux remèdes se trouve-t-il basé entre autres sur des considérations économiques. Il est en tout cas indispensable d'avoir une idée précise des conséquences de l'abaissement de la nappe phréatique sur l'agriculture et notamment de connaître le rapport entre la récolte et la hauteur de la nappe phréatique pour différentes productions et pour différents profils pédologiques.

En ce qui concerne le nouveau polder « Flevoland », les deux solutions sont été adoptées, chacune devant être appliquée en fonction des conditions locales de la région périphérique.

* * *

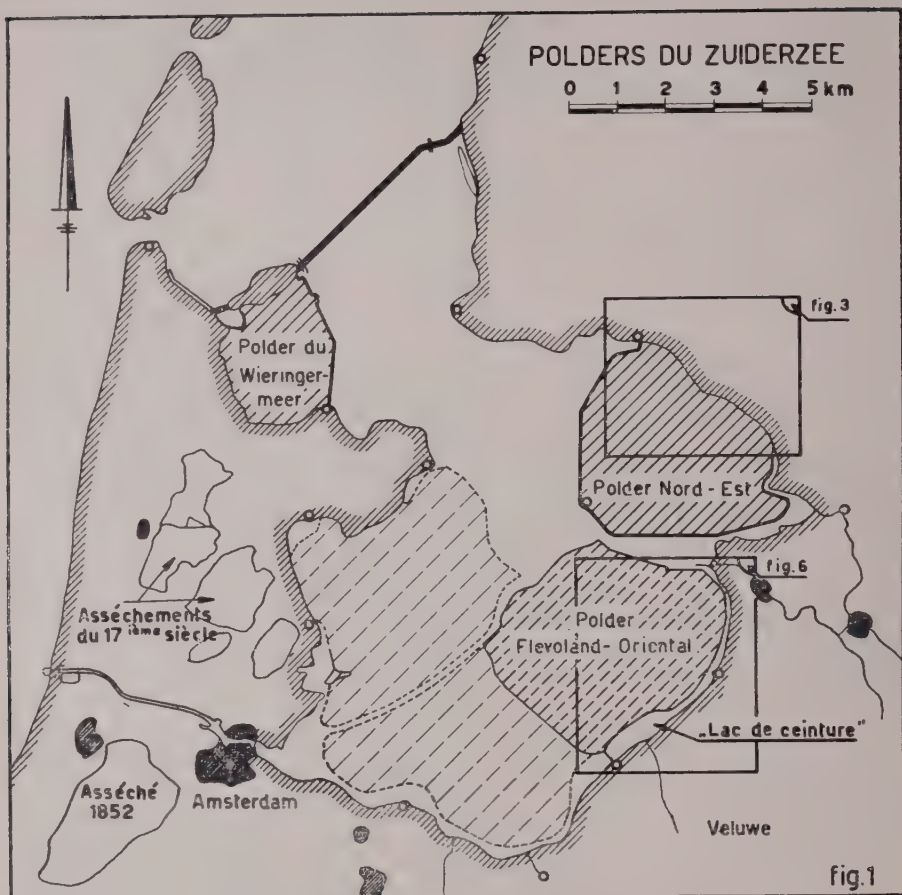
Introduction

En beaucoup de pays on envisage dans certaines régions l'amélioration du drainage ou l'assèchement de marais, de lacs ou de zones le long du littoral.

Dans tous ces cas, le plan d'eau est abaissé artificiellement ce qui peut modifier la base d'érosion des fleuves débouchant dans la région ou changer le régime des eaux souterraines. Par conséquent, le rabattement primitif peut provoquer une descente de la nappe phréatique dans les régions adjacentes, entraînant éventuellement des conséquences néfastes pour l'agriculture.

Dans la périphérie des polders asséchés dans l'ancien golfe du Zuiderzee, il se présente un cas typique d'un tel changement du régime des eaux souterraines (fig. 1.)

Après la fermeture de la digue de ceinture d'un polder, on doit en effet abaisser le plan d'eau, par pompage, de 4 à 5 mètres pour permettre la mise à sec du fond. La différence de niveau ainsi créée entre le nouveau terrain et les régions adjacentes



donne lieu à une infiltration souterraine, infiltration qui dépend, outre cette différence de niveau, de la constitution géologique. Dans le présent cas, la constitution géologique est caractérisée par la présence d'un paquet de sables perméables d'une épaisseur d'environ 250 mètres reposant sur des assises imperméables d'argiles tertiaires. Le paquet est recouvert par des couches d'argile et de tourbe d'une épaisseur variable, de zéro et une dizaine de mètres, présentant une certaine résistance contre l'infiltration des eaux (fig. 2.).

Etant donné la différence de niveau, on peut calculer l'infiltration dans un polder bien délimité quand deux facteurs géotechniques sont connus : la résistance c des couches superficielles et la capacité kD de perméabilité des couches de sable ⁽¹⁾.

Le premier facteur est déterminée par l'épaisseur d des couches et leur perméabilité k' :

$$c = \frac{d}{k'}$$

le second est le produit de l'épaisseur D des bancs de sable et la moyenne de la perméabilité k .

Dans la région du Zuiderzee on trouve $kD = 7500 \text{ m}^2/\text{jour}$ ($D = 250 \text{ m}$ et $k = 30 \text{ m/jour}$), tandis que les valeurs c varient entre quelques dizaines et plusieurs

⁽¹⁾ A. VOLKER. Le problème de l'infiltration souterraine dans les polders de la Hollande. *Congrès de l'U.G.G.I. à Bruxelles 1951.*

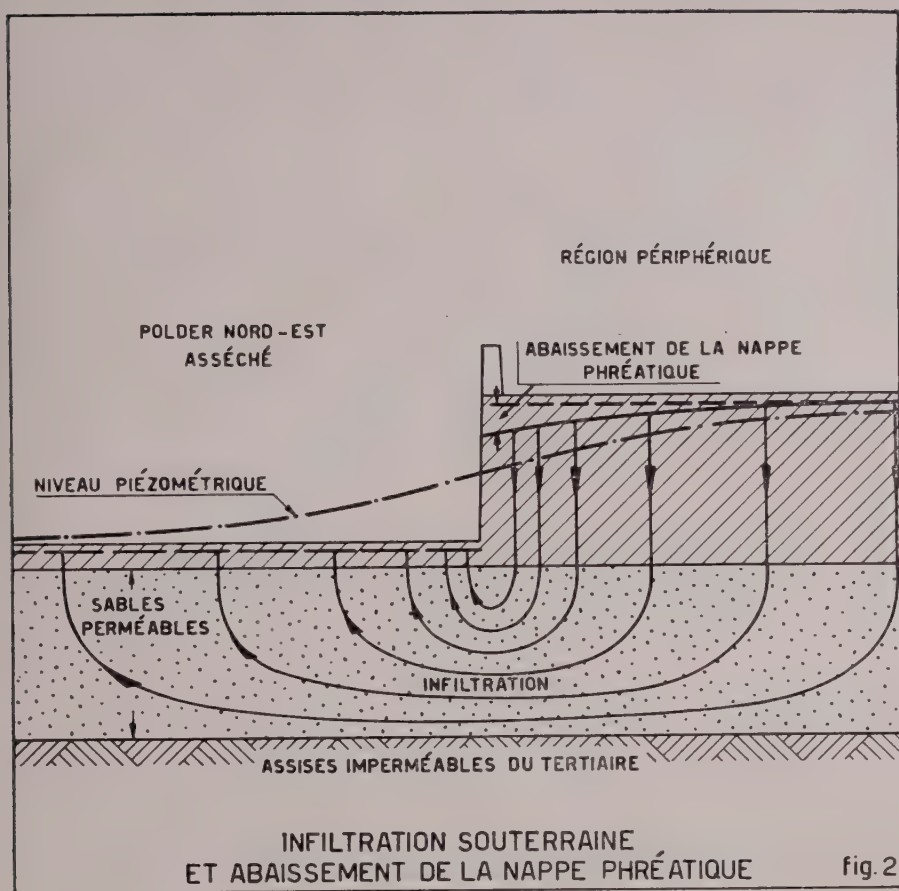


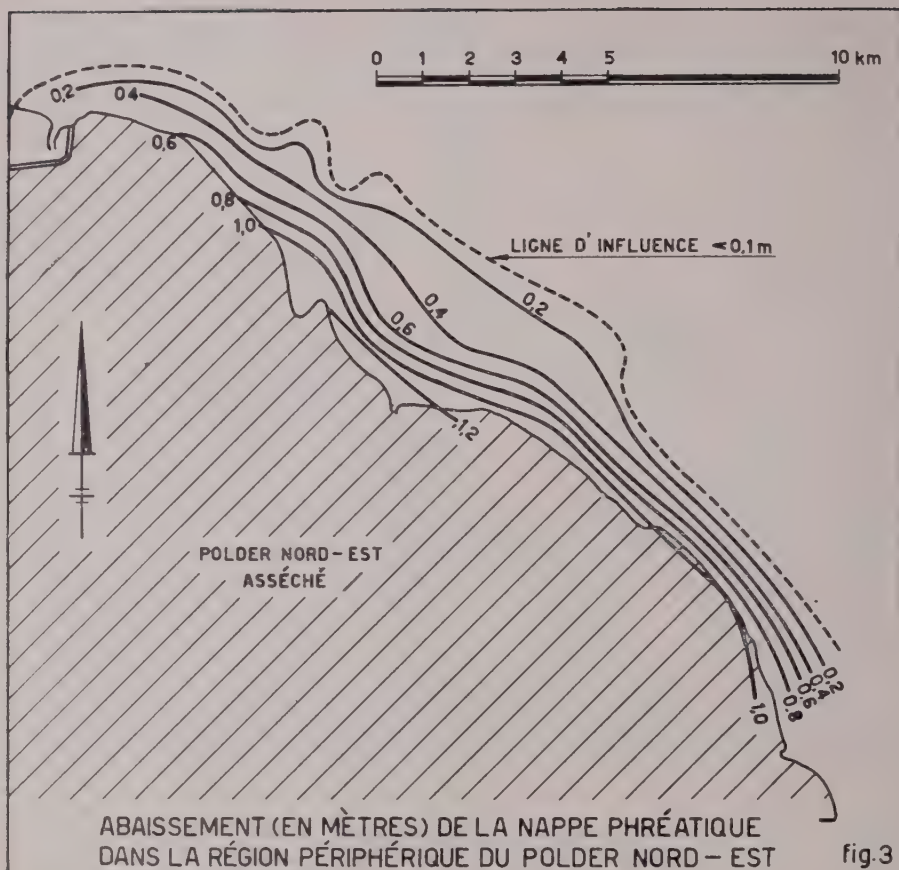
fig. 2

milliers de jours. Une infiltration considérable est donc possible. Dans quelques polders aux environs du Zuiderzee, où les valeurs de c s'élèvent à seulement quelques dizaines de jours, on trouve une infiltration de 20 mm/jour comptée sur la surface totale du polder. On conçoit aisément qu'une perte analogue puisse se présenter dans la région adjacente.

Dessèchement des zones en bordure du Polder Nord-Est.

Après l'assèchement du Polder Nord-Est (480 km²) en 1942, un abaissement de la nappe phréatique se faisait sentir dès 1943 dans les polders de l'ancien pays, à une altitude moins basse que le nouvel endiguement (fig. 1 et fig. 3). L'abaissement augmenta graduellement après 1943 pour atteindre sa plus grande valeur vers 1948. La fig. 3 montre l'abaissement dans les différents points; sur l'ancienne ligne côtière on trouve un abaissement de 1,2 m, un certain abaissement se manifestant encore jusqu'à environ 2 kilomètres de cette ligne.

Sur le profil pédologique (une mince couche d'argile grasse reposant sur de la tourbe), les conséquences de ce dessèchement ont été assez graves. La productivité des paturages diminua considérablement (de 25 %), sauf aux endroits où l'épaisseur de la couche d'argile dépasse les 60 cm. En outre, l'abaissement de la nappe phréatique fut néfaste pour les pilotis en bois qui servaient de fondations aux fermes. Il est en effet connu que des pilotis en bois restent en parfait état de conservation



durant des siècles, tant qu'ils sont complètement submergés, mais qu'à la suite d'un abaissement de la nappe phréatique, ils sont pourris en peu de temps.

Lors de l'établissement du projet de construction du polder, on avait tenu compte d'un changement éventuel du régime hydrologique, sans prévoir toutefois les conséquences agronomiques. Heureusement, on disposa de données concernant la hauteur primitive de la nappe phréatique, grâce à des observations dans un assez grand nombre de tubes à filtre mis en place dès 1938. Il fut possible ainsi de délimiter exactement la zone d'abaissement du plan d'eau.

Pour rétablir le volume de la production agricole, il fut nécessaire de rétablir la hauteur primitive de la nappe phréatique en faisant entrer par pompage un complément d'eau dans les canaux et dans les fossés. La perméabilité horizontale du terrain étant assez faible, il fut également nécessaire d'installer un système d'irrigation souterraine avec des drains tubulaires distribuant les eaux des fossés en tous les points des parcelles.

La nécessité de procéder à de tels travaux de réfection soulève un problème juridique. Comme dans beaucoup d'autres pays la législation hollandaise ne prévoit pas le cas de dommage par épuisement des eaux souterraines. La loi du 14 juin 1918, ordonnant l'exécution des travaux du Zuiderzee, stipule que l'Etat — en sa qualité de promoteur des travaux — doit assurer le maintien du bon fonctionnement des digues, du drainage et de la navigation — pour autant que ceux-ci puissent être affectés par l'exécution des travaux —, mais cette loi ne fait aucune mention du cas de changement du régime des eaux souterraines. Devant cette lacune, l'Etat consi-

dérant que l'intérêt général de la région était en jeu, s'est décidé à exécuter les travaux nécessaires à son propre compte.

Dans une région d'environ 3000 ha, affectée par l'abaissement de la nappe phréatique, il a fallu installer sur 1500 ha un système d'irrigation souterraine. Y compris le renforcement des fondations des fermes sur pilotis de bois, les travaux ont exigé une somme de 300 millions de francs français, correspondant à 200.000 francs par hectare remis en état.

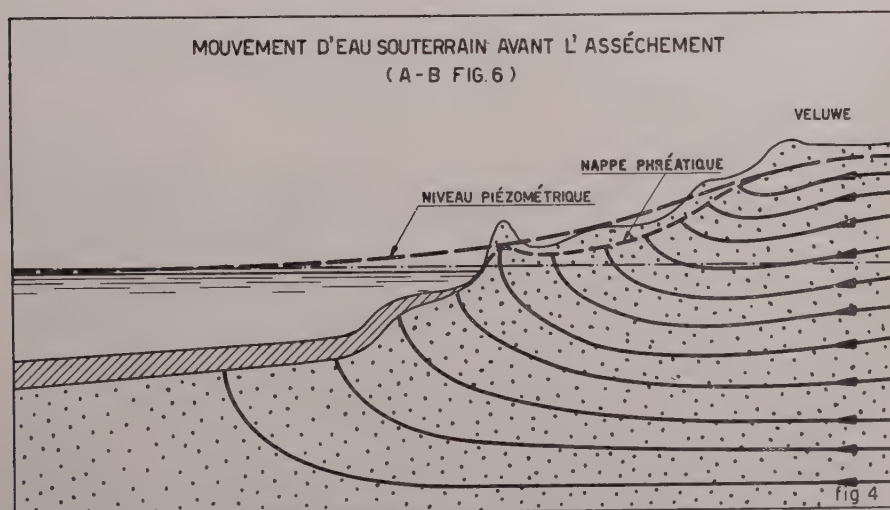
Du fait de ces travaux, une amélioration générale de la productivité agricole s'est manifestée dans la région en cause : la productivité actuelle est bien supérieure à celle qui existait même avant la vidange du Polder Nord-Est. Maintenant on peut en effet régler avec précision le niveau de la nappe phréatique et supprimer les oscillations saisonnières considérables qui existaient auparavant.

Il est aisé de concevoir que le bilan en eau des polders dans cette région diffère beaucoup du bilan d'un polder dans des conditions normales. Avant la vidange du Polder Nord-Est, il était nécessaire d'effectuer par pompage le drainage hivernal. Actuellement l'épuisement souterrain est tellement important (3 à 4 mm/jour en moyenne) qu'il suffit à lui seul à assurer le drainage en hiver. Ces eaux se présentent comme eaux d'infiltration dans le Polder Nord-Est, d'où elles sont évacuées par pompage. Par contre, en été les stations de pompage du vieux pays adjacent doivent fonctionner en sens inverse et faire entrer de grands volumes d'eau pour maintenir la nappe phréatique à un niveau suffisamment élevé.

Le « lac de ceinture » du Polder Flevoland Oriental

L'expérience acquise dans le cas du Polder Nord-Est a servi dans l'élaboration du projet pour l'assèchement de Flevoland Oriental, le troisième polder de l'ancien Zuiderzee, à présent en cours de construction. Dans ce dernier cas, la présence au Sud-Est du futur polder du « Veluwe », région sablonneuse d'altitude assez élevée, constitue un trait particulier.

Une partie de la pluie tombant sur cette région s'infiltre dans le sous-sol et approvisionne un réservoir souterrain d'eau douce. Les eaux en excédent s'écoulent sous forme de courants souterrains orientés en toutes directions. Le courant d'eau en direction de la région de Flevoland Oriental, c'est à dire en direction nord-ouest, se transforme en partie en eau de surface dans la zone côtière du Veluwe et maintient le niveau de la nappe phréatique dans les prairies. Des ruisseaux conduisent les eaux en excédent vers le lac. Le reste du courant souterrain passe en dessous de la ligne côtière et remonte dans les couches de fond du Zuiderzee où une poussée des eaux souterraines a pu être observée jusqu'à une douzaine de kilomètres de la côte (fig. 4).



L'assèchement de Flevoland Oriental pourra modifier ce régime de telle façon que les eaux souterraines du Veluwe, attirées par le nouveau polder à basse altitude, cesseront d'alimenter la zone côtière par leur apport d'eau. En outre, l'épaisseur des couches peu perméables dans la partie à assécher diminue en direction du Veluwe. Par conséquent, l'établissement des canaux et des fossés de drainage du polder après son assèchement entraînera une perforation de ces couches. On pourrait donc s'attendre à une future infiltration considérable et à une perte d'eau également importante dans la zone côtière.

Pour préjuger des conséquences de l'abaissement éventuel de la nappe phréatique dans la zone côtière, il faut disposer de deux données de base : une prévision exacte de l'importance de cet abaissement à chaque endroit et l'influence de cet abaissement sur le rendement agricole. La première donnée est de caractère hydrologique, la seconde nécessité des recherches agronomiques.

Pour l'étude hydrologique, les mesures suivantes ont été exécutées :

1. Observation des niveaux de la nappe phréatique dans toute la région grâce à un réseau suffisamment dense de tubes à filtre (quelques centaines au total). Ces observations seront poursuivies pendant et après l'assèchement du polder.

2. Observations des niveaux piézométriques dans la zone côtière et dans la partie à assécher.

3. Observations des débits des ruisseaux permettant de calculer l'infiltration dans la zone côtière (différence entre le courant souterrain sortant du Veluwe et le courant entrant dans le sous-sol du lac).

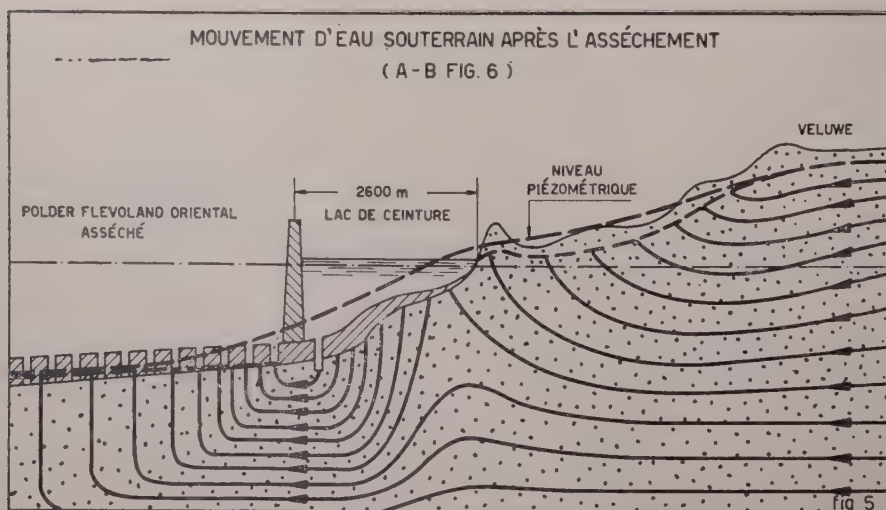
4. Etudes des vitesses d'infiltration des eaux dans les couches de fond du lac par observations des teneurs en chlore.

5. Exécution d'un grand nombre de forages (jusqu'à une profondeur de 350 mètres) pour connaître la constitution géotechnique (paquet perméable et couches résistantes).

Grâce à ces mesures, il a été possible de calculer les valeurs de kD et de c et de connaître l'intensité du courant souterrain à divers endroits.

Disposant ainsi de plus de données qu'il n'est mathématiquement nécessaire pour l'application de la loi de Darcy, un contrôle devient possible.

Ajoutons que, dans ces schémas mathématiques décrivant les phénomènes hydrologiques actuels, le niveau du lac figure comme variable. Avec les mêmes schémas, on peut donc calculer toutes les conséquences hydrologiques d'un abaissement de ce niveau, en cas d'assèchement du polder.



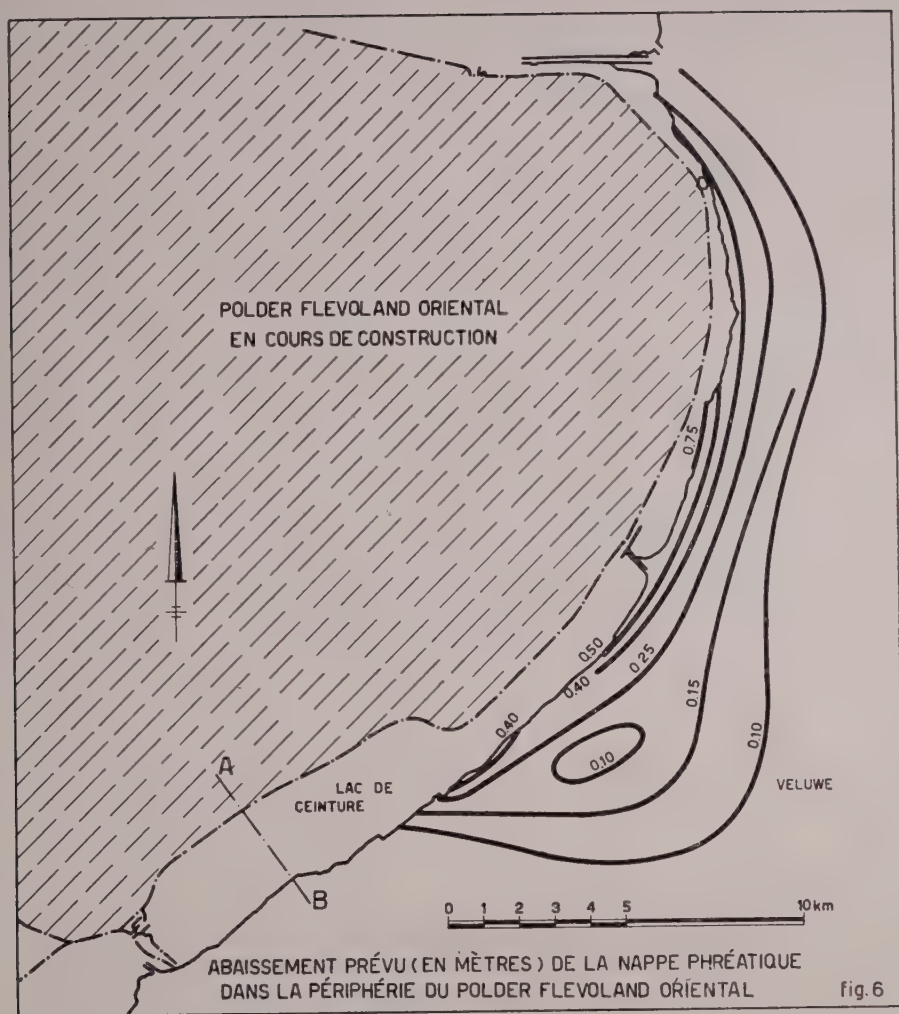


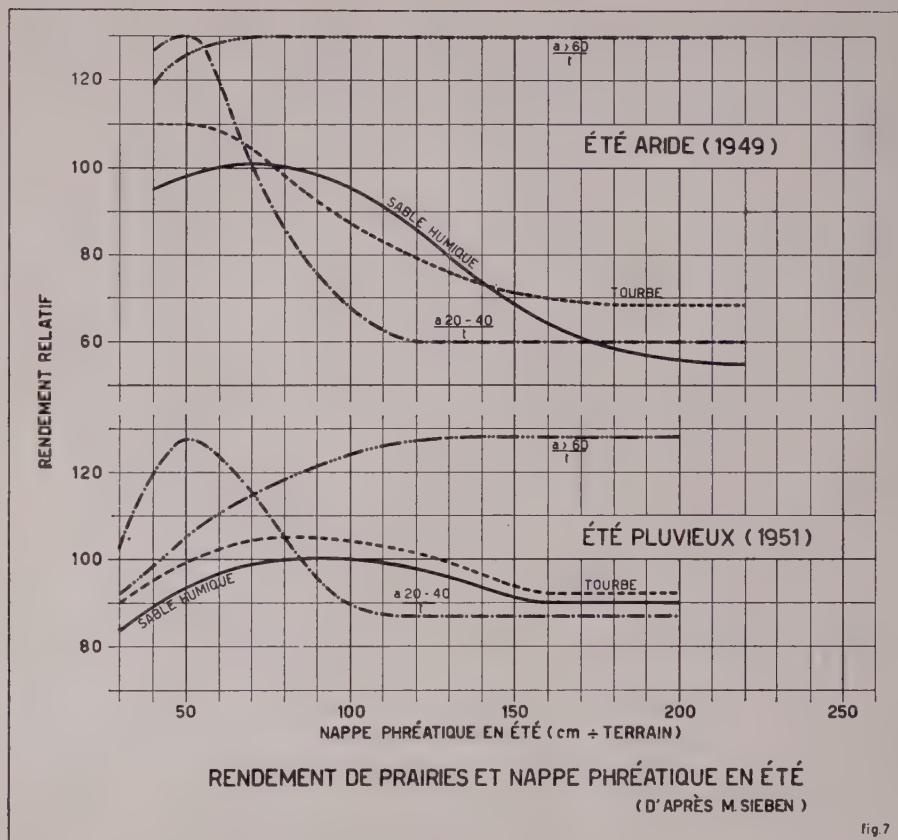
fig. 6

La fig. 7 donne quelques résultats de l'étude agronomique de M. Sieben ⁽¹⁾ l'influence de la hauteur de la nappe phréatique sur le rendement des prairies. Une étude analogue a été effectuée pour les terres de culture. Les facteurs à considérer sont l'emploi des terres et le profil pédologique du sol. L'influence de la hauteur de la nappe phréatique diffère sensiblement suivant le caractère climatologique de l'année : été aride comme 1949, ou été pluvieux comme 1951. Certains profils sont peu sensibles à un changement du niveau de la nappe phréatique par suite de leur capacité de rétention : ainsi le profil constitué par une couche d'argile de plus de 60 centimètres sur tourbe $\left(\frac{a > 60}{t.}\right)$

Il est intéressant de constater qu'un abaissement du niveau de la nappe phréatique ne signifie pas toujours une perte de rendement ; en effet le drainage dans la situation actuelle laisse parfois beaucoup à désirer.

La belle étude de M. Sieben a été rendue possible par les variations des conditions

(1) Attaché au « Directie van de Wieringermeer (Noordoostpolderwerken) ».



du milieu, variations qui existent à présent dans le terrain même, où l'on peut installer des champs d'essai avec les mêmes cultures, sur les mêmes profils pédologiques mais avec différentes hauteurs de la nappe phréatique.

C'est seulement en combinant les données hydrologiques et agronomiques qu'on peut se rendre compte des conséquences de l'assèchement du nouveau polder.

Le résultat de ces études montra en premier lieu qu'une soudure du nouveau polder à la région côtière — comme dans le projet du polder Nord-Est — entraînerait des conséquences très graves. Dans des années comme 1949 on pourrait s'attendre à une perte de rendement de plus de 30 % sur une grande surface. Etant donné qu'une perte de 10 % sur 10 hectares correspond à une perte totale d'un hectare, la perte totale peut être évaluée à 1700 hectares.

Vu ces faits, deux catégories de mesures sont à envisager.

Dans le groupe des mesures préventives il est à noter que le projet est dressé de telle sorte que l'abaissement du plan d'eau n'affectera pas le régime des eaux souterraines dans la région périphérique. Etant données les conditions géologiques du bassin du Zuiderzee, la seule mesure efficace consiste à séparer le nouveau polder du pays existant par une zone d'eau d'un niveau plus élevé que le niveau original ceci afin de contrebalancer l'effet de l'assèchement. Dans les conditions données, l'effet hydrologique d'un canal de largeur limitée est négligeable. Des calculs montrent que seule la création d'un « lac de ceinture » d'une largeur — suivant la constitution géotechnique — de 2 à 4 kilomètres et d'un niveau rehaussé de quelques décimètres assure le résultat recherché. Mais, dans ce cas, la surface à assécher devra être réduite considérablement, d'où une perte de terrain.

D'autre part, les conséquences d'un abaissement éventuel de la nappe

phréatique peuvent être compensées par des remèdes curatifs — ainsi que dans les zones en bordure du Polder Nord-Est —, à condition que la structure pédologique et topographique en permette l'application.

Le choix entre les catégories de mesures possibles relève en premier lieu de considérations économiques.

En ce qui concerne le cas du Polder Nord-Est, l'exécution des travaux d'irrigation est plus intéressante du point de vue économique que l'abandon d'une vaste partie du polder pour créer un lac de ceinture. Dans la région en bordure de ce polder, les travaux exécutés ont même amélioré la situation agricole.

D'autre part, si la constitution géologique et topographique rend l'application d'un pareil remède impossible, on serait incliné à mettre en balance la perte de terres dans le pays existant et le gain de terres nouvelles dans la partie à assécher. Cette comparaison serait valable s'il s'agissait d'un seul exploitant dans les terres nouvelles et les terres existantes. Il n'en est généralement pas ainsi et un autre facteur entre alors en jeu.

Ainsi, en cas de soudure du Polder Flevoland Oriental à la côte, la perte complète de 1700 hectares dans la zone côtière serait théoriquement plus que compensée par les 7100 hectares formant la surface du lac de ceinture nécessaire pour prévenir tout changement, mais la perte de rendement dans la région côtière briserait l'économie des exploitations privées, entraînant ainsi des conséquences beaucoup plus graves que ces simples chiffres ne peuvent le laisser prévoir.

L'ensemble de ces considérations a finalement conduit au projet actuellement en cours d'exécution (fig. 6), et dont les éléments sont les suivants :

a. Un lac de ceinture d'une largeur de 2600 mètres le long de la partie de la zone côtière où des mesures curatives pour compenser la perte de rendement sont impossibles ou reviendraient à des prix excessifs. C'est ainsi que la première partie du lac au nord de Harderwijk a été conçue.

b. Dans sa deuxième partie, le lac de ceinture n'aura qu'une largeur de 1000 mètres de façon à limiter l'influence du polder à une zone peu profonde de la région côtière, où, du fait de la constitution géologique et topographique, des mesures curatives seraient faciles.

c. Un simple canal de dérivation dans la partie septentrionale pour agrandir au maximum la partie à assécher là où dans le pays existant il n'y a pas lieu de craindre des conséquences néfastes.

Ce lac de ceinture — qui sera également utile dans un but récréatif — introduit un élément nouveau dans l'histoire des endiguements : c'est en effet la première fois que les intérêts du pays existant ont obligé, par suite de la constitution géohydrologique, à laisser en eau une large zone de séparation.

Conclusions

L'expérience acquise en asséchant des polders dans l'ancien Zuiderzee et relative au problème des conséquences d'un rabattement du plan d'eau pour les régions environnantes peut en conclusion être résumée de la façon suivante :

1. L'élaboration de chaque projet d'abaissement du plan d'eau nécessite une investigation géologique et hydrologique préalable de la région considérée et des régions périphériques.

2. L'observation de la nappe phréatique et des niveaux piézométriques dans la zone périphérique est un élément essentiel de cette investigation.

3. Dans ce but il faut disposer de tubes à filtre placés en divers endroits ; les observations des niveaux doivent s'étendre sur une période suffisamment longue avant le commencement même des travaux.

4. Les observations doivent être poursuivies pendant et après l'abaissement du plan d'eau de façon que l'on puisse en déduire de façon certaine les changements éventuels.

5. Dans le cas où l'on peut s'attendre à un rabattement de la nappe phréatique, une investigation agronomique est indispensable. C'est seulement en confrontant les résultats de ces recherches avec les données hydrologiques qu'on peut se rendre compte des conséquences des travaux projetés sur le rendement agricole de la région menacée.

6. Le résultat de cette confrontation permet de se prononcer sur l'économie des mesures préventives et des remèdes curatifs à adopter.

ESSAI SUR L'EVAPORATION ET LES VARIATIONS DE CONCENTRATION DES EAUX SOUTERRAINES DANS UNE NAPPE PHREATIQUE EN PAYS PREDESERTIQUE (TAFILALT, SUD-MAROCAIN)

par

J. MARGAT et A. MARTIN

Résumé :

La plaine du Tafilalt, dans le Sud-Est Marocain, constitue un site favorable pour l'étude des relations entre l'évaporation et les variations de la concentration des eaux d'une nappe phréatique dans les conditions d'un climat aride pré-saharien.

Des études hydrogéologiques poursuivies depuis plusieurs années permettent de bien connaître les caractéristiques de la nappe phréatique du Tafilalt et de dresser son bilan hydraulique.

Un essai d'étude théorique et expérimentale des variations de la concentration de l'eau en fonction de l'évaporation, aboutit à des résultats en bon accord d'ensemble avec les données d'observation et l'interprétation d'une étude chimique très complète de la nappe phréatique.

Une évaporation d'intensité faible (ordre de 100 mm/an) — par rapport au pouvoir évaporant de l'atmosphère, tel qu'il est mesuré par les évaporomètres classiques — de l'eau d'une nappe phréatique peut sur des distances de quelques dizaines de km., même en l'absence de terrain salifère, accroître la concentration en des proportions très sensibles (1 à 10). L'évaporation à partir des nappes phréatiques apparaît ainsi comme une cause essentielle de la salure de leurs eaux, en domaine aride.

* * *

Introduction

La salure souvent élevée des eaux superficielles ou souterraines dans les régions arides a pour causes directes l'énorme déficit des précipitations par rapport à l'évaporation, et l'endoréisme : c'est là un fait incontesté (^{3,6,8}). L'aspect quantitatif de l'action de l'évaporation a cependant été encore peu étudié, en particulier l'action sur l'eau des nappes phréatiques.

Dans la région considérée (S. E. Marocain) et plus généralement en zone présaharienne, les eaux soumises à l'évaporation peuvent se ranger en plusieurs catégories : eaux mouillant le sol et eaux de ruissellement diffus à la suite des pluies; eaux de ruissellement concentré dans les oueds (crues) : eaux de crue, de source ou d'extraction du sous-sol, épanchées pour l'irrigation; enfin eau des nappes phréatiques peu profondes. Seules ces dernières — et dans une moindre mesure les eaux d'irrigation — sont soumises à l'évaporation à la fois en permanence et sur de grandes surfaces. Les eaux d'imprégnation et de ruissellement sont évaporées rapidement parfois en quasi totalité, en cas de faible précipitation. Quant aux crues, originaires surtout du Haut-Atlas, elles traversent trop rapidement ces régions pour que l'évaporation agisse sensiblement sur leur débit. Les crues du Ziz entre le Haut-Atlas et la Daoura correspondent à une surface d'eau de l'ordre d'1 km² soumise à une évaporation de l'ordre de 10 mm/jour, 10 jours par an en moyenne, = 100.000 m³ (soit 1 ‰ du débit moyen annuel de ces crues). Les champs d'épandages naturels des crues (maïders) où l'eau s'étale et finit par stagner, se trouvent plus au Sud en domaine proprement saharien. Ceci est toutefois modifié par l'action de l'homme qui épand une part souvent considérable des crues dans les palmeraies, comme au Tafilalt, dont chaque champ se transforme en bassin où l'évaporation n'est plus négligeable.

Il demeure qu'en zone présaharienne, l'action de l'évaporation sur les nappes phréatiques apparaît comme la cause prépondérante de salure des eaux.

L'étude approfondie de la nappe phréatique du Tafilalt, depuis plusieurs années, par le CENTRE des ETUDES HYDROGEOLOGIQUES, en vue de résoudre les problèmes posés par son exploitation rationnelle, a rassemblé grâce à l'existence de près d'un millier de puits, de nombreuses données hydrologiques et chimiques d'où des conclusions d'intérêt général peuvent être tirées.

Le cadre géographique et géologique de la plaine du Tafilalt a déjà été décrit dans des publications antérieures ^(4,5). On n'en rappellera ici que les traits essentiels : il s'agit d'une plaine alluviale quaternaire formant une sorte de delta intérieur commun aux oueds Ziz et Rhéris (Haut-bassin de la Daoura). On limitera l'étude présente à la partie méridionale de la plaine où s'étend la vaste palmeraie du Tafilalt s.s (près de 16.000 hectares). Au point de vue géologique la plaine est formée d'une nappe de dépôts fluvio-lacustres puissante de 15 à 20 m. comportant des conglomérats, des calcaires lacustres gréseux, des alluvions graveleuses et des limons constituant le sol. L'ensemble recouvre un substratum primaire (Ordovicien à Carbonifère) ⁽⁴⁾.

Les perméabilités du Quaternaire sont très variables : de 0,005 à 0,1.10⁻³ /m.s (limons, marnes et calcaires lacustres), à 1 à 5.10⁻³ m/s (alluvions graveleuses).

L'hétérogénéité des formations quaternaires est surtout verticale.

Conditions climatiques

Le climat du Tafilalt est de type nettement aride :

Pluviométrie

Station	Altitude	Maximum (en mm)	Minimum (en mm)	Moyenne annuelle	Ecart moyen * relatif
Erfoud	880 m	263,4 (1942-43)	20,0 (1947-48)	79,4 (18 années)	0,35
Rissani	760 m	186,1 (1942-43)	27,7 (1941-42)	81,2 (12 années)	0,33

Le régime des pluies, notamment l'écart moyen relatif, s'apparente à celui de régions présahariennes typiques (Laghout). La courbe des moyennes mensuelles présente 2 maxima : octobre et mars. Les chutes de pluie peuvent atteindre 40 mm en 24 h., cependant que des périodes de 5 mois consécutifs sans pluie ne sont pas exceptionnelles.

Température :

Moyenne annuelle	22°
Moyenne mensuelle de janvier	10° à 12°
Moyenne mensuelle de juillet	33° à 35°
Minimum absolu	— 2 à — 10°
Maximum absolu	45°
Amplitude annuelle maximum	50°

L'évaporation potentielle (moyenne mesurée à l'évaporomètre Piche) est de l'ordre de 4.000 mm à 4.500 mm/an. et varierait mensuellement entre 150 mm (Janvier) et 650 mm (Juillet).

Aridité :

Indice de J. DUBIEF ⁽³⁾ : *i* nombre de jours théoriquement nécessaire pour que la chute annuelle des précipitations soit entièrement évaporée : *i* moyen = 8.

Indice proposé par R. CAPOT-REY ^(1 bis) : *i* moyen = 1,50. Ces chiffres ne donnent qu'une idée imparfaite du climat du Tafilalt. Dans le domaine des palmeraies qui

* Moyenne arithmétique des écarts des chutes annuelles par rapport à la moyenne annuelle prise pour unité.

couvre 1/3 de la surface de la plaine et près de la moitié de la surface où existe la nappe phréatique, règne un micro-climat se distinguant du climat général par une humidité nettement plus grande et une évaporation potentielle certainement moins intense, du fait même d'une évaporation réelle plus élevée, comme l'a fait remarquer J. DUBIEF (2).

La nappe phréatique

La nappe phréatique du Tafilalt est très continue et ses principales caractéristiques sont assez constantes malgré les grandes différences de perméabilité. Les poudingues de base qui permettent surtout un écoulement de type fissural sont le niveau aquifère le plus constant, tandis que les niveaux d'alluvions graveleuses beaucoup plus perméables constituant souvent de puissants lits fossiles permettent des écoulements à gros débit. Les limons sont en grande partie au-dessus de la nappe mais contiennent la frange capillaire et la marge de fluctuation de la nappe; ils jouent un rôle essentiel car c'est par leur surface que la nappe est pour une grande part alimentée et surtout qu'elle subit ses pertes par évaporation. Le substratum est partout pratiquement imperméable.

La nappe phréatique du Tafilalt prolonge les systèmes de nappes et de sous-écoulement des vallées du Ziz et du Rhéris qui lui assurent un apport pérenne (1). Ses limites latérales et méridionales sont bien définies par les affleurements du substratum. Il n'y a pratiquement pas d'exutoire à l'aval. En amont on limite ici l'étude au parallèle de Sifa. La surface phréatique étudiée couvre ainsi environ 17.000 ha. Les caractéristiques de la nappe du Tafilalt ainsi définie sont les suivantes :

Longueur	25 km		
Largeur	10 à 20 km (moyenne 17 km)		
Superficie	430 km ²		
Profondeur (en m)	Maximum 18	Minimum 5	Moyenne 7 à 12
Puissance (en m)	Maximum 15 à 22	Moyenne 10 à 15	
Surface du front phréatique.	Moyenne 16.000 m ²		
Pente (en 10 ^{—3})	Maximum 20	Minimum 0,5	Moyenne 2,2
Température	Maximum 22°	Minimum 15°	Moyenne 19° à 21°

La carte des courbes isopiézométriques de la nappe (fait ressortir une diminution de la pente moyenne d'amont en aval de 3 à 1. 10⁻³, des gonflements dans les secteurs d'irrigation maximum, des zones de drainage correspondant aux lits fossiles, des seuils hydrauliques entre des affleurements du substratum (4).

La vitesse moyenne de la nappe est difficile à évaluer car les vitesses sont très variables. Elles diminuent certainement en général d'amont en aval et doivent varier entre 5 et 50 m/jour.

Bilan hydraulique

Il a déjà été étudié en détail dans une publication antérieure (5) aussi n'en rappellera-t-on ici que les résultats * ramenés à la nappe du Tafilalt s.s.

* Il est à peine nécessaire de souligner que tous les chiffres cités ici n'ont d'autre valeur que celle d'ordres de grandeur.

Alimentation	=	50 . 10 ⁶ m ³ /an	(dont 40 provenant des épandages d'eau de crue).
Exploitation + exutoires	=	25	»
Déficit	=	25	»

Le déficit doit correspondre à peu près entièrement à l'évapo-transpiration dont la valeur moyenne pour toute la plaine (430 km²) serait ainsi de l'ordre de 58.000 m³/an par km² soit 58 mm/an.

Le bilan hydraulique global (eau de surface + eaux souterraines) de la plaine du Tafilalt est d'autre part le suivant (ordre de grandeur) :

Apport	150 . 10 ⁶ m ³ /an	
Exploitation de la nappe	25	—
Écoulement à l'aval	105	—
Déficit (Evaporation + Transpiration)	120	—

L'évapo-transpiration totale serait alors de l'ordre de 205 mm/an. Il conviendrait de distinguer le domaine des palmeraies du reste de la plaine. Hors des palmeraies l'évaporation ne concerne que l'eau des précipitations (90 %) et la nappe phréatique, tandis qu'en palmeraie s'y ajoute celle des eaux d'épandage. En outre, l'eau extraite de la nappe serait à ajouter pour les 3/4 à l'évapo-transpiration.

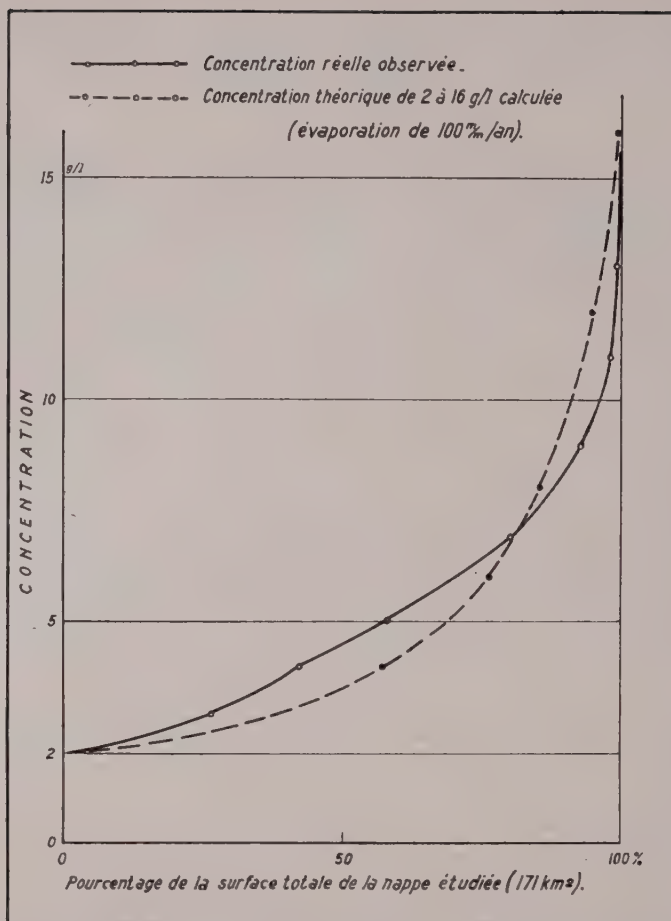
	Palmeraie	Reste de la plaine avec nappe phréatique	Total
Surface	170 km ²	260 km ²	430 km ²
Evaporation des eaux de précipitation (90 % de 80 mm/an = 72 mm/an)	12.10 ⁶ m ³ /an	= 19.10 ⁶ m ³ /an	31.10 ⁶ m ³ /an
Evapo-transpiration de la nappe phréatique	90 mm/an = 15.10 ⁶ m ³ /an	40 mm/an = 10.10 ⁶ m ³ /an	25.10 ⁶ m ³ /an
Evapo-transpiration * des eaux d'épandage	64.10 ⁶ m ³ /an	Néant	64.10 ⁶ m ³ /an
Total	91.10 ⁶ m ³ /an	29.10 ⁶ m ³ /an	120.10 ⁶ m ³ /an

Du domaine des palmeraies proviendrait ainsi 75 % de l'évaporation totale, se montant à 530 mm/an environ. Cet ordre de grandeur est à rapprocher de celui trouvé pour la vallée du Draa : 1 000 mm/an ⁽¹⁾.

Débit

Il résulte des modes d'alimentation et d'évaporation que le débit réel de la nappe est partout très inférieur à celui des apports. Les mesures effectuées conduisent à admettre que le débit de la nappe varie entre 200 et 500 l/s et qu'il diminue fortement mais de manière discontinue, vers l'aval.

* Une évaporation physique de 10 mm/jour (intensité correspondant à l'évaporation potentielle mesurée) sur 15.000 ha irriguées (année moyenne) pendant un mois suffirait théoriquement à prélever 45.10⁶ m³, soit l'ordre de grandeur de la valeur obtenue par bilan.



Croissance de la concentration des eaux de la nappe phréatique du Tafilaht.

Fig.1

Notons qu'un débit de 500 l/s pour le front phréatique moyen de 16.000 m² correspond pour un volume des vides moyen de 5 % à une vitesse de 5 m/jour, qui sont des valeurs moyennes très acceptables.

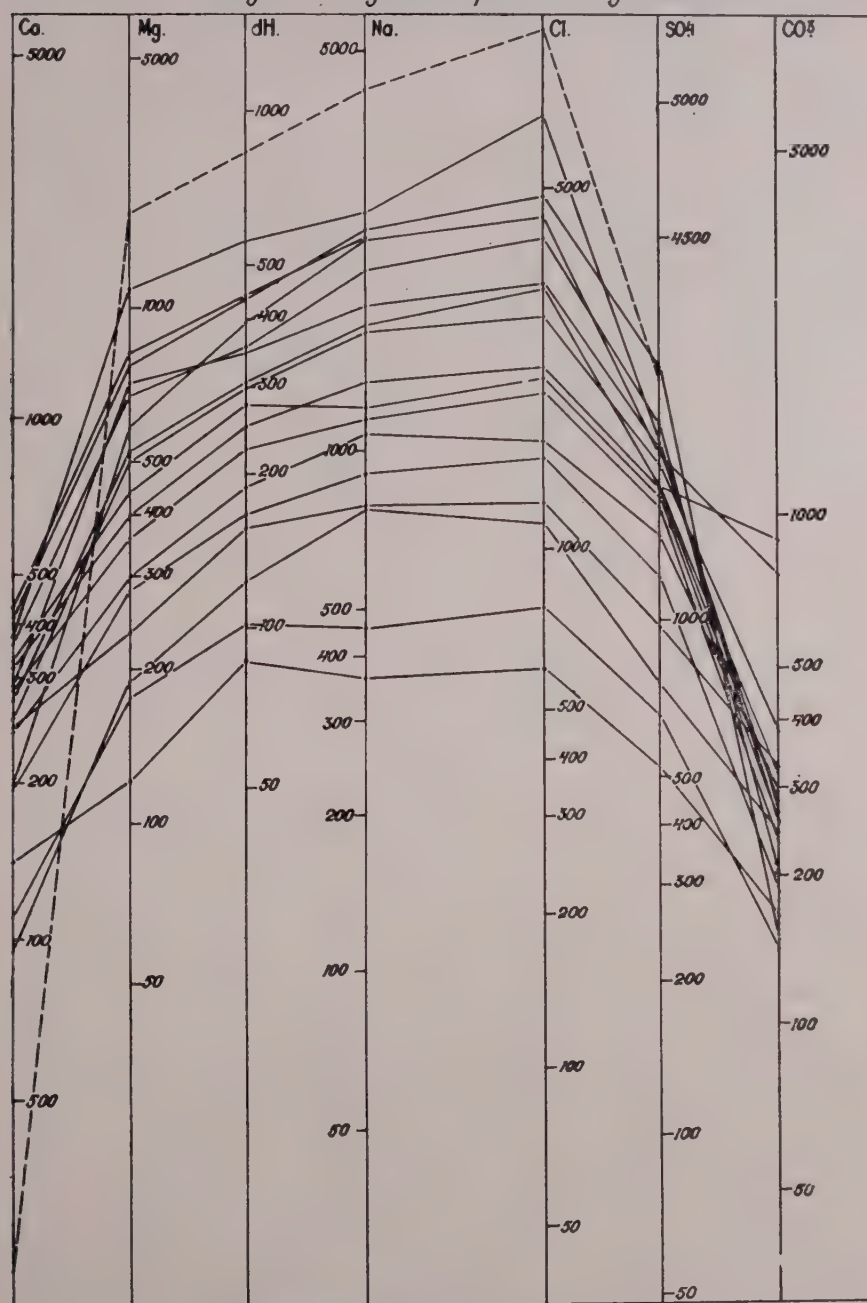
Les mouvements verticaux intéressent donc pour l'ensemble de la nappe des volumes d'eau beaucoup plus importants (5 à 10 fois) que ceux écoulés au cours d'une même période dans la nappe.

Minéralisation des eaux de la nappe du Tafilaht :

Les résultats de l'analyse minérale complète d'environ 150 échantillons d'eau prélevés dans tous les secteurs de la palmeraie ont permis de tracer une carte détaillée des salinités, où les *isohalines* ont la même allure générale que sur la carte déjà publiée, établie en 1950-51 (⁵); la répartition des salinités n'évolue donc pas rapidement.

Les concentrations varient à l'extrême entre 1,8 et 14,5 g/l (rapport de 1 à 8) mais surtout entre 3 et 8 g/l. L'examen de la carte des salinités fait ressortir d'abord un accroissement général des concentrations d'amont en aval et aussi du centre de la palmeraie vers sa périphérie. Les anomalies positives — zones à forte salinité — sont peu nombreuses et localisées, elles n'apportent pas de grandes perturbations.

Diagramme Logarithmique de l'Analyse des eaux.



———— *Eaux de la Nappe du Tafilalet à concentrations de 1,83 à 14,50 g/l.*
 - - - - - *Eau de la Méditerranée. (Concentration x 0,6)*

Fig. 2

Les concentrations minima se trouvent au cœur de la palmeraie, dans le secteur où les épandages atteignent un volume maximum.

Le taux d'accroissement de la concentration varie entre 0,3 et 4 g/l par km. On ne peut en déduire directement un taux moyen aussi a-t-on planimétré les zones comprises entre chaque *isohaline* et construit sur ces données une *courbe de croissance moyenne* * de la concentration (fig. 1). Cette courbe est régulière et d'allure hyperbolique.

La carte des rapports $\frac{SO^4}{Cl}$ est étroitement semblable à celle des salinités : ce rapport décroît assez régulièrement de 0,7 à 0,2, avec l'accroissement du résidu sec, ce qui est caractéristique d'une eau concentrée par évaporation.

Les résultats d'analyse d'une vingtaine d'échantillons d'eau à concentration croissant régulièrement (de 0,5 en 0,5 g/l environ) sont groupés dans le tableau ci-contre et portés sur diagramme logarithmique. (fig. 2).

De l'examen des diagrammes ressortent principalement les faits suivants :

a) D'une façon générale les diagrammes constituent une famille homogène ce qui met en évidence l'étroite parenté des eaux de la nappe.

b) La concentration en sulfate tend vers la limite de 2.000 mg/l. Cela correspond à la solubilité maximum du sulfate de calcium quand il est en présence de chlorure de sodium (pour des quantités inférieures à 10 g/l de Cl).

c) De même le CO^3 se situe entre 200 et 300 mg/l : c'est la valeur que l'on trouve ordinairement, la tension du gaz carbonique étant pratiquement invariable. Les rares exceptions par excès proviennent de la présence de sels amoniacaux d'origine organique.

On ne traitera pas davantage ici de l'aspect qualitatif des variations de la concentration : nos observations à ce sujet rejoignent les conclusions développées par H. SCHOELLER (notamment ^{7, 8}).

En vue de mettre en évidence et d'étudier quantitativement les relations entre l'évaporation et la croissance de la concentration et d'interpréter plus complètement la carte des salinités nous avons d'une part tenté de calculer ce qui se passerait dans le cas d'une nappe théorique parfaitement homogène, d'autre part étudié expérimentalement la concentration progressive par évaporation de l'eau de la nappe.

Analyses d'eau de la nappe du Tafilalt (mg/l) :

N° I.R.E. (n/57)	Résidu sec	Ca	Mg	Dh	Na	Cl	SO ⁴	CO ³
686	1.830	145,5	125	88	361,5	596,5	522	171
251 bis	2.400	112	181,5	103	450,5	781	647	144
251	3.080	96	199	126	780	1.125	749	240
955	3.495	249,5	238	159	789	1.249,5	980	330
967	4.070	198,5	290	169	922,5	1.505	1.219,5	192
88	4.480	248	309,5	189	1.099	1.619	1.479	288
242	5.170	288	370	224	1.160	2.020	1.640	270
914	5.730	326	450	267	1.203	2.158	1.725	282
924	6.160	320	402,5	245	1.367,5	2.279	1.814,5	210
260	6.810	366,5	441	273	1.423,5	2.385,5	1.928	288
1.000	7.150	260	570	298	1.707,5	2.850	1.977,5	390
1.089	7.800	280	581	308	1.782	3.250	1.843	300
1.092	8.210	296	675,5	352	1.940	3.300	2.007	780
879	9.130	373	644	358,5	2.277	4.047	2.435	198
1.077	9.900	200	607,5	400	2.645	4.450	2.007	270
1.065	11.000	400	807	442	2.677	4.900	1.843	900
1.082	11.400	144	855	420	2.707	5.200	2.035	210
223	11.740	408	811	436	2.769	4.814	3.044	156
1.076	14.500	392	1.118	560	2.972,5	7.000	2.007	300

* Courbe construite de manière analogue à la *courbe hypsographique* des géographes, en portant les concentrations en ordonnée et les surfaces partielles relatives en abscisse.

I — Variation du débit et de la concentration d'une nappe phréatique théorique sous l'action de l'évaporation

Soit une nappe théorique satisfaisant aux conditions suivantes :

a) L'évaporation est le seul agent possible de la concentration de l'eau; elle est constante et uniforme. Aucun échange d'ions ne se produit entre l'eau et le milieu aquifère.

b) La nappe ne reçoit aucun apport latéralement ou per descensum au delà de sa section amont et inversement elle ne subit aucun prélèvement ni aucune perte.

c) La vitesse de la nappe et son gradient hydraulique sont constants et uniformes; le milieu aquifère est homogène et isotrope.

d) La profondeur du substratum est constante.

Tout se passe comme s'il s'agissait d'un canal où l'écoulement serait très lent. Il est à noter que la vitesse de la nappe n'influe pas sur la hauteur d'eau évaporée, mais elle intervient du moment où il s'agit de comparer des débits. Ce paramètre sera cependant éliminé dans la formule finale.

Partant de ces données idéales la fonction à laquelle obéira la variation de débit d'une nappe sous l'action de l'évaporation est facilement calculable :

Soient :

Q_0	débit (en m^3/s) initial à l'amont.
Q_x	débit (en m^3/s) à une distance x (en m).
Q_e	débit (en m^3/s) évaporé sur une section de la nappe.
l	largeur de la nappe (en m).
h	puissance de la nappe (en m).
d	distance parcourue par la nappe (en m).
v	vitesse de la nappe (en m/s).

On peut écrire que le débit initial $Q_0 = l \cdot h \cdot v$.

D'autre part, le débit Q_x en une section donnée de la nappe sera, si a est la hauteur d'eau (en m) évaporée par seconde :

$$Q_x = l (h - a) v$$

Enfin le débit évaporé Q_e vaut :

$$Q_e = Q_0 - Q_x = l \cdot a \cdot v.$$

Dans cette expression l et v sont des valeurs constantes et seul le paramètre a varie avec le temps. Sa variation Δa est égale à :

$$\Delta a = \frac{a \cdot d}{v \cdot t}, \quad \text{d'où } Q_e = \frac{l \cdot a \cdot d \cdot v}{v \cdot t} = \frac{l \cdot a \cdot d}{t}$$

d'où l'on a

$$Q_x = Q_0 - \frac{l \cdot a \cdot d}{t}$$

Le débit varie donc linéairement en fonction de la distance parcourue et de l'intensité de l'évaporation. Comment variera alors la concentration C de cette nappe ?

Si M est la masse d'eau contenant en solution m grammes de sels dissous, par définition la concentration C sera égale à $\frac{m}{M}$

A la section origine de la nappe $C_0 = \frac{m}{Q_0}$ et en un point situé à une distance x

la concentration C_x sera égale à $C \frac{m}{Q_x}$

Etant donné la valeur de Q_x calculée plus haut on aura : $C_x = \frac{m}{Q_0 - \frac{l \cdot a \cdot d}{t}}$

La variation de la concentration sera donc une fonction de la forme $\frac{K}{K - x}$. Elle sera donc hyperbolique.

Comme exemple d'application numérique on prendra précisément les caractéristiques moyennes de la nappe du Tafilalt, tout en se maintenant dans les mêmes conditions idéales :

Largeur moyenne de la nappe : 17.000 m
Débit : 0,5 m³/s
Hauteur d'évaporation : 0,1 m/an
Concentration initiale : 2000 mg/l.

A quelle distance la nappe sera-t-elle totalement évaporée ? Ce cas limite sera atteint pour $Q_x = 0$

c'est-à-dire $Q_0 = \frac{l \cdot a \cdot d}{t}$
d'où

$$d = \frac{t}{l \cdot a} = \frac{31.536.000}{17.000 \times 0,1} = 18,5 \text{ km.}$$

Quant à la concentration le calcul montre que:

Cx = 2 pour x = 9,25 km (4 g/l)
Cx = 3 pour x = 12,4 km (6 g/l)
Cx = 4 pour x = 13,9 km (8 g/l)
Cx = 6 pour x = 15,4 km (12 g/l)
Cx = 8 pour x = 16,2 km (16 g/l)

Il est donc possible de construire une courbe de croissance de la concentration de l'eau de la « nappe théorique » du Tafilalt : cette courbe coïncide remarquablement avec celle de la croissance moyenne réelle. (fig. 1).

II — Expérience de concentration progressive de l'eau de la nappe du Tafilalt.

Au départ la concentration naturelle de l'eau utilisée était de 4.700 mg. Vingt échantillons en furent concentrés par évaporation respectivement de 5 % à 95 %, puis analysés. Les résultats sont les suivants, exprimés ici de 10 en 10 % de perte en eau (mg/l) :

Perte en eau	Ca	Mg	Na	Cl	SO ⁴	CO ³	Résidu sec
0	251	247	1.180	1.950	1.245	108	4.700
10	323	280	1.270	2.180	1.398	125	5.400
20	350	312	1.420	2.420	1.550	148	5.950
30	390	377	1.570	2.740	1.750	172	6.650
40	466	408	1.850	3.160	2.030	190	7.725
50	493	480	2.350	3.840	2.500	230	8.940
60	624	545	2.930	4.850	3.065	252	11.200
70	946	764	3.970	6.600	4.252	272	14.500
80	1.440	864	5.360	9.425	5.360	302	19.300
90	3.300	998	12.250	19.750	9.830	333	35.700

On sait que les solubilités absolues (dans l'eau pure) et relatives (en présence de solutions) des différents sels sont très dissemblables, et qu'elles s'accroissent avec le résidu sec.

Les concentrations progressives de chaque ion ne sont donc pas linéaires. Au cours de l'expérience des dépôts ne furent constatés qu'à partir d'une concentration de 10 g/l. C'est la concentration des eaux de la nappe en aval, hors de la palmeraie, là où cesse tout apport par les irrigations.

L'expression graphique de la concentration croissante de chaque ion, la concentration totale (résidu sec) étant portée en abscisse (fig. 3), met en évidence l'étroite similitude des concentrations ioniques dans les conditions réelles ou expérimentales. Les courbes obtenues se superposent pratiquement. Une seule exception : le calcium.

dont la croissance très irrégulière dans la nappe est fonction de celle du CO_2 et des limites à la concentration du CO_2 et des sulfates. Est à noter aussi une concentration en Magnésium plus rapide dans la nappe que dans l'expérience. Dans l'ensemble l'identité de nature des phénomènes se trouve encore confirmée.

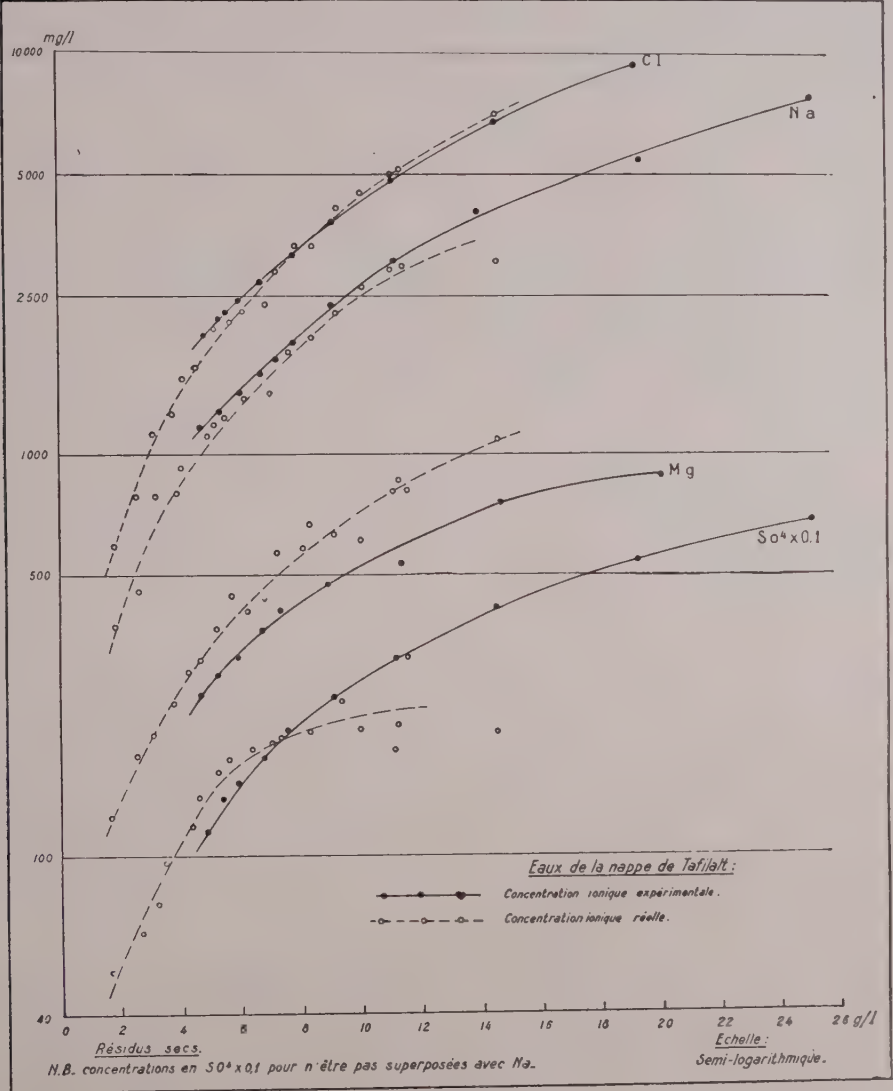


Fig - 3

La comparaison des eaux de la nappe avec l'eau de mer, en particulier celle de la Méditerranée (2) est également suggestive (fig. 2).

Interprétation

La comparaison entre les données d'observations et les résultats du calcul et de l'expérimentation démontre nettement que les phénomènes d'évaporation sont bien la cause essentielle de l'accroissement de la concentration des eaux souterraines.

Bien qu'aucune des conditions idéales de la nappe théorique définie plus haut ne soit remplie par la nappe réelle on constate que la croissance moyenne de la concentration de celle-ci est très voisine de la croissance calculée (fig. 1). Les diverses hétérogénéités de la nappe du Tafilalt interviennent donc surtout dans la distribution des variations locales de cette croissance mais sans modifier sensiblement l'allure globale des phénomènes. Parmi les facteurs d'« anomalie » deux sont essentiels : le mode d'alimentation de la nappe et la constitution lithologique du Quaternaire qui ne sont ni l'un ni l'autre uniformes.

a) On a vu que l'alimentation de la nappe provient pour les 4/5 des épandages d'eau de crue dans la palmeraie, soit sur plus du tiers de la surface phréatique. La hauteur de la tranche d'eau submergeant les champs est toutefois très variable ; très schématiquement elle décroît du cœur et de l'amont de la palmeraie, où le « Ziz » artificiel est l'artère maîtresse des irrigations, vers la périphérie et l'aval. A ces différences dans l'espace s'ajoutent des variations interannuelles. Dans les zones à intensité d'épandage maximum la croissance de la concentration est fortement freinée, parfois même inversée, et les isohalines sont très incurvées vers l'aval.

b) Les grandes différences dans la perméabilité moyenne locale des dépôts quaternaires, donc dans le débit local de la nappe jouent à une échelle plus restreinte un rôle non moins évident, qui se traduit par un accord très précis entre la carte des salinités et celle de la surface piézométrique. En règle absolue les zones à faible salinité coïncident avec celles à débit maximum (vérifiées par forages et pompages). Inversement certains « îlots » d'eau très salée correspondent à des zones de faible perméabilité où la nappe est quasi stagnante.

La répartition des salinités est donc fonction dans l'ensemble de la distribution des densités de l'épandage, plus localement de la perméabilité moyenne, enfin d'une manière très générale de l'écoulement de la nappe depuis l'amont phréatique : la concentration moyenne dans chaque zone de même niveau piézométrique croît assez régulièrement de l'amont à l'aval.

Concentration absolue et relative

Il est question ici surtout de la *concentration relative* c'est-à-dire du coefficient d'accroissement de la salinité de l'amont à l'aval. La *concentration absolue*, celle de l'aval (10 g/l) ou la *concentration moyenne* pondérée * de l'ensemble de la nappe (5,5 g/l), n'est pas seulement fonction de l'évaporation présente mais aussi du temps écoulé depuis que règnent les conditions hydrologiques actuelles : elle doit en principe s'accroître lentement (à une vitesse que nous ne pouvons établir), mais les degrés de saturation des différents sels la limitent.

En négligeant l'incidence de cet accroissement de la concentration absolue sur la concentration relative de l'aval, l'erreur commise par excès dans la déduction de la valeur de l'évaporation, bien que non calculable, ne doit pas modifier l'ordre de grandeur du résultat.

Le problème des terrains salifères

La plupart des dépôts d'alluvions fines, limons et marnes sont plus ou moins salifères (de 0,2 à 4 % de sels solubles en poids). Une croute saline, le *bekh-bakh*, est très répandue sur toutes les surfaces de limon non irriguées, surtout au Sud du Tafilalt : elle contient jusqu'à 16% de sel soluble en poids. Ceci pose le problème des échanges de sels entre l'eau de la nappe et le terrain : est-on fondé à éliminer les phénomènes de dissolution comme cause déterminante de la concentration des eaux ?

De tels échanges existent et jouent un rôle incontestable dans le processus de la concentration progressive. Mais il s'agit d'abord d'un problème paléoclimatique. Actuellement la nappe du Tafilalt est assimilable à un lac sans émissaire où l'eau se concentre progressivement et où les précipitations l'emportent globalement beaucoup

* Calculée, à la façon de l'altitude moyenne d'une région, par planimétrie sur le graphique de la croissance moyenne de la concentration.

sur les dissolutions. Les formations quaternaires sont récentes (âges « *Rissien* » et « *Wurmien* ») et déposées au cours de périodes *pluviales* au climat certainement plus humide qu'actuellement : rien ne permet de penser qu'elles purent contenir à leur origine des quantités de sels supérieures aux taux actuels.

A l'échelle historique l'évolution du climat vers le dessèchement amorcée à la fin de la dernière phase humide (Néolithique) est très lente et presque insensible. Le régime hydrologique et climatique actuel est inchangé depuis plusieurs millénaires et la suralimentation de la nappe par l'épandage des crues est pratiquée depuis 10 siècles. Il est donc très improbable que subsistent encore des dépôts exprimant des conditions climatiques anciennes et plus désertiques qu'actuellement. On doit considérer que les dépôts salins du Tafilalt sont fonction du régime hydrologique et du climat présents et qu'ils sont en voie d'accroissement, ce qui n'exclut pas la possibilité d'exceptions locales ni les perturbations qualitatives entraînées par les terrains salifères et les processus de l'évaporation.

Le processus de la concentration et le « cycle » du sel

La remontée de l'eau par capillarité et son évaporation près de la surface du sol est le cas le plus simple. La profondeur minimum nécessaire pour le phénomène a fait l'objet d'évaluations très diverses. Nous ne traitons pas ici de ce problème, mais le fait lui-même n'est pas contestable : il se traduit par la formation des croutes salines d'« exsudation ». Ce phénomène n'implique pas cependant une concentration accrue de l'eau souterraine et ne suffit pas à l'expliquer. Il est nécessaire en effet qu'au processus de « montée de sel » s'ajoute un retour du sel à la nappe.

Deux cas sont alors à distinguer :

a) En zone irriguée, en général par submersion massive périodique, il y a alternance de périodes d'évaporation (et transpiration végétale : 600.000 palmiers jouent un rôle non négligeable) de l'eau de la nappe et, après les irrigations précédentes, d'une partie de l'eau infiltrée avant qu'elle n'ait atteint la nappe, et de périodes d'infiltrations lors des épandages, au cours desquelles le sol est lessivé, les sels au voisinage de la surface sont remis en solution, et retournent à la nappe. Un échange périodique des sels se produit donc entre l'eau et le terrain au rythme des irrigations c'est-à-dire annuellement, et aussi interannuellement.

L'addition des « mouvements verticaux » des sels et de l'écoulement de la nappe se traduit par une croissance de la concentration d'amont en aval à un taux fonction de la vitesse de la nappe.

b) En zone non irriguée l'évaporation agit constamment tandis qu'à l'alternance du cas précédent se substituent les seules fluctuations de la nappe dont l'amplitude est fonction de la proximité des zones irriguées. La remontée de la nappe assure une redissolution partielle des sels déposés, mais en surface se forme une croute saline. L'accroissement de salure de l'eau lors des remontées de nappe est un fait classique au Tafilalt.

Dans l'extrême Sud de la plaine la nappe finit par stagner et les eaux sont soumises à l'évaporation totale. La concentration doit y être limitée par la précipitation des sels, qui croît très rapidement au delà de 20 g/l., et doit rarement dépasser cette valeur.

Les phénomènes de dissolution jouent donc un rôle essentiel dans le processus de la concentration. On a vu qu'ils entraînent peu de modifications qualitatives dans la salinité. En dernière analyse c'est bien l'évaporation qui est la cause déterminante de la concentration.

Conclusions

L'évaporation à partir des nappes phréatiques en région aride apparaît comme l'agent essentiel de la concentration élevée de leurs eaux : de l'ensemble de nos observations il ressort principalement que sur une distance d'une vingtaine de km. la concentration des eaux est multipliée par 8 ; l'intensité d'évaporation que cela nécessite théoriquement (ordre de 100 mm/an) est en accord avec celle qui peut se déduire du bilan hydraulique de la nappe considérée ⁽⁵⁾.

L'intensité d'évaporation d'une nappe phréatique semble donc pouvoir être déduite dans une certaine mesure, de la croissance moyenne de la concentration de

ses eaux, et suppléer dans certains cas aux données du bilan hydraulique de la nappe. La précision d'un tel calcul sera souvent comparable ou même supérieure à celle des évaluations de l'évaporation par bilan hydraulique ou par expérience.

L'étude des problèmes posés par les processus de l'évaporation a été ici à peine esquissée et demanderait à être approfondie, de même que l'évolution générale des phénomènes.

Bien que les conditions de la nappe du Tafilalt soient assez particulières d'où la nécessité de ne généraliser qu'avec beaucoup de prudence, nous pensons que de tels essais d'étude chimique ne sont pas, malgré leurs insuffisances et leurs imprécisions, sans intérêt, parallèlement aux études d'ordinaire strictement hydrologiques, comme contribution aux recherches sur l'évaporation, question majeure de l'hydrologie des pays arides, dont l'importance pratique n'est pas inférieure à l'intérêt théorique.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- (1) AMBROGGI R., ROBAUX A., ROEDERER H. Essai de détermination du bilan hydraulique d'un oued de type saharien : l'oued Draa. (*Colloques internationaux du C. N. R. S.* — XXXV Action éoliennes — *Phénomènes d'évaporation et d'hydrologie superficielle dans les régions arides* — Alger 1951 — C. N. R. S. — Paris 1953).
- (1bis) CAPOT REY R. Le Sahara français (Paris 1953).
- (2) DELECOURT J. Géochimie des océans, des bassins, clos et des gîtes salifères. Mers et lacs contemporains. (*Mém. Soc. Belge de Géol. Paléont. et Hydrol.* Série in-8° — n° I — 1946).
- (3) DUBIEF J. Evaporation et coefficients climatiques au Sahara. (*Trav. Inst. Rech. Sahar.* — Tome VI — 1950).
- (4) MARGAT J. Le Bassin quaternaire du Tafilalt — in *Hydrogéologie du Maroc* — VIII — 3 — XIX Congr. Géol. int. — Alger 1952.
- (5) MARGAT J. La nappe phréatique du Tafilalt (Maroc) Bilan Hydraulique, minéralisation des eaux et évaporation. (*C. R. XIX Congr. Géol. Int. Fase. VIII* Alger 1952).
- (6) ROBAUX A. Propriétés physiques et chimiques des eaux souterraines dans les pays arides (*Colloque d'Ankara* — 1952 — C. N. R. S.).
- (7) SHOELLER H. Sur la concentration des sels dissous dans les eaux souterraines. (*C. R. Congr. Erfoud, Com. Et. Eaux sout.* — Rabat 1955).
- (8) SCHOELLER A. L'influence du climat sur la composition chimique des eaux souterraines vadoses. (*Bull. Soc. Géol. Fr.* (5) — XI — pp. 267-298 — 1941).

LES METHODES STATISTIQUES METTENT EN EVIDENCE L'IMPORTANCE DE LA RETENTION SOUTERRAINE DANS UN BASSIN DE HAUTE MONTAGNE

par

F. LUGIEZ

Ingénieur au Service de la Production Hydraulique
d'Electricité de France

Résumé

Le Service de la Production Hydraulique d'ELECTRICITE de FRANCE établit régulièrement depuis cinq ans des prévisions d'apports dans les grands réservoirs des ALPES et des PYRENEES.

En 1953, environ 300 prévisions ont été énoncées entre le 1^{er} mars et le 1^{er} août pour 20 bassins et des périodes de 1 à 12 mois.

La méthode utilisée repose sur la recherche des corrélations entre les apports à prévoir et un terme représentant au mieux l'état des réserves naturelles (neige et réserves souterraines) existant dans le bassin versant à la date de la prévision.

Faute de séries suffisamment longues pour les mesures directes d'enneigement (organisées depuis quelques années seulement), les calculs sont menés essentiellement avec les données pluviométriques d'un nombre restreint de stations sélectionnées.

L'étude des corrélations relatives au bassin de la Haute Isère a mis en évidence un caractère très particulier du régime. Alors que dans d'autres bassins des Alpes du Nord la quasi-totalité des réserves naturelles existant au 1^{er} avril se retrouve dans l'écoulement à fin août, dans le cas de l'Isère, on ne retrouve qu'une fraction de ces réserves à cette date. Au contraire, leur influence se fait sentir encore au cours de l'hiver et du printemps qui suivent.

Cette particularité s'explique par l'intervention d'une réserve souterraine importante dont l'amplitude de variation est de l'ordre de 20 à 30 % des apports moyens annuels. Une telle possibilité d'accumulation trouve son origine dans la nature des terrains constituant une partie du bassin versant. Ce fait rend possible des prévisions d'apports à des échéances relativement éloignées.

La comparaison avec les apports constatés, des prévisions énoncées en 1953 illustre l'intérêt de l'application des méthodes statistiques dans le domaine de l'hydrologie pratique.

* * *

Le Service de la Production Hydraulique d'ELECTRICITE de FRANCE élabore régulièrement depuis 1949 des prévisions d'apports dans les réservoirs de montagne exploités pour la production d'énergie électrique.

La méthode utilisée a fait l'objet d'un exposé détaillé présenté lors de l'Assemblée Générale de Bruxelles en 1951 (1).

Nous rappellerons simplement qu'elle est fondée sur la recherche des corrélations entre les apports que l'on cherche à prévoir et un terme représentant au mieux l'état des réserves naturelles (sous forme de neige ou d'eau stockée dans le sol) à la date où l'on fait la prévision.

En l'absence de séries suffisamment longues de mesures directes du stock de neige (mesures par carottages) on utilise soit les observations pluviométriques dans des stations de référence convenablement choisies, soit une combinaison de ces données pluviométriques et de l'écoulement du bassin au cours d'une période précédant la prévision.

En 1953, 20 bassins alimentant les réservoirs les plus importants des ALPES et des PYRENEES ont fait l'objet de prévisions diffusées au début de chaque mois

(1) Prévisions d'apports pendant la période de fusion des réserves nivales par S. FERRY et F. LUGIEZ.

de mars à août et intéressant des périodes à échéances diverses (normalement, chaque fin de mois de juin à septembre, exceptionnellement en deçà et au delà). Au total, *près de 300 prévisions* ont été énoncées en 1953.

Nous rappellerons également qu'une prévision ne consiste pas en l'annonce d'une seule valeur — en l'occurrence, la valeur la plus probable des apports à attendre — mais qu'elle définit la loi de distribution dite « liée » de ces apports. Pratiquement, nous donnons les valeurs correspondant à cinq niveaux de probabilité 1/10, 2/10, 5/10, 8/10, 9/10 d'une loi gaussienne.

* * *

L'objet de la présente communication est d'exposer certaines considérations que nous avons été amenés à développer à l'occasion d'un cas particulièrement intéressant, celui de l'Isère à TIGNES.

Nous donnerons également un aperçu sur les résultats que les prévisions d'apports nous ont donnés dans ce bassin en 1953.

* * *

Le bassin de la Haute Isère, en amont du nouveau barrage de TIGNES, se développe entre la crête frontière à l'Est où les sommets dépassent 3600 mètres, le Massif de l'Iseran au Sud (Col de l'Iseran 2770 m) et les sommets de la Vanoise vers l'Ouest. Les vallées principales (Isère et Calabourdane) affectent la forme d'un Y dont la branche inférieure serait d'amont en aval orientée Sud-Est-Nord-Ouest (entre Val d'Isère et les Brévières).

On trouvera dans le magnifique ouvrage de Monsieur BLANCHARD sur les Alpes Françaises une description complète de l'orographie de la Haute Tarentaise. Nous citerons simplement quelques caractéristiques numériques relatives au bassin versant en amont de TIGNES.

S U P E R F I C I E

Bassin naturel de l'Isère à TIGNES	160 km ²
y compris les dérivations des torrents des Clous et du Nan Cruet	202 km ²
superficie recouverte par les glaciers	25 km ² environ

R E P A R T I T I O N H Y P S O M E T R I Q U E

au dessus de 3000 mètres	12%
entre 2600 et 3000 mètres	39%
entre 2200 et 2600 mètres	35%
au dessous de 2200 mètres	14%

* * *

La recherche des corrélations en vue des prévisions a comporté, en premier lieu, le choix des stations pluviométriques de référence. Ce choix, reposant sur les considérations géographiques et sur l'examen des corrélations du type E/P (année hydrologique octobre à septembre) et du type E_c/P_n , a permis de retenir pour le moment six stations :

- AUSSOIS (1490 m)
- PRALOGNAN (1405 m)
- SAINTE-FOY (1250 m)
- MOUTIERS (480 m)
- BONNEVAL (1790 m)
- BOZEL (830 m).

La figure 1. permet de situer l'emplacement des stations par rapport au bassin même.

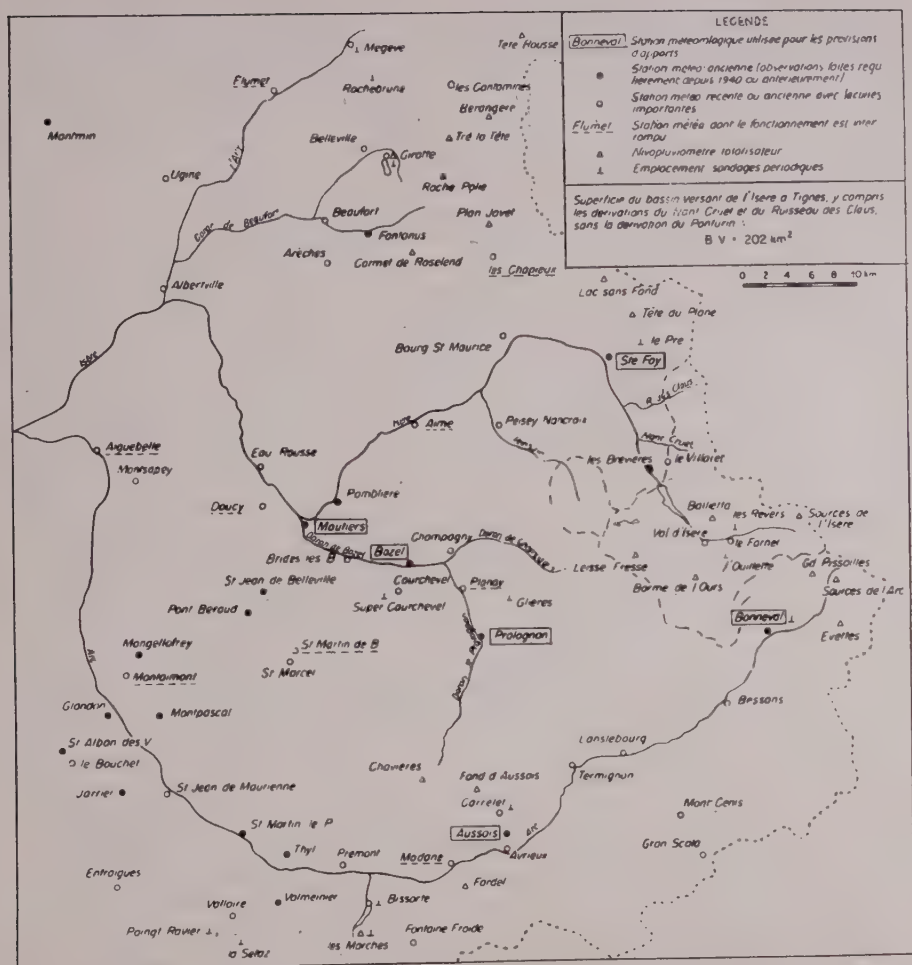


FIG. 1. BASSIN DE LA HAUTE-ISÈRE : Stations pluviométriques.

On notera en particulier que les stations situées dans les limites du B. V. : LE FORNET, VAL D'ISÈRE, le VILLARET n'ayant pu être retenues parce que trop récentes et la station des BREVIERES présentant une discontinuité importante dans les observations (station initialement située au village de TIGNES), les six stations sélectionnées ceinturent le B. V. du Sud-Est au Nord-Ouest à une distance variant de 5 à 25 km. Lorsque la période d'observation des quatre autres stations sera suffisamment longue, il sera vraisemblablement possible de les utiliser dans les corrélations.

Les premières prévisions élaborées ont porté essentiellement sur les périodes se terminant au 31 août, date à laquelle on considère que la phase de remplissage des réservoirs s'achève.

Les calculs de corrélation ont montré que l'emploi, pour le terme H, représentatif des réserves, d'une formule analogue à celle qui était employée pour d'autres

bassins de la même région, à savoir $H = K \cdot P_h - E_h$, donnait — dans le cas de l'Isère à TIGNES — de bons résultats, la corrélation atteignant 0,90 pour la prévision des apports de la période 1^{er} avril-31 août.

Le graphique ci-après (figure 2) illustre cette corrélation calculée sur une série de 17 années. Les données de débit existantes ne permettant pas de remonter avant 1936.

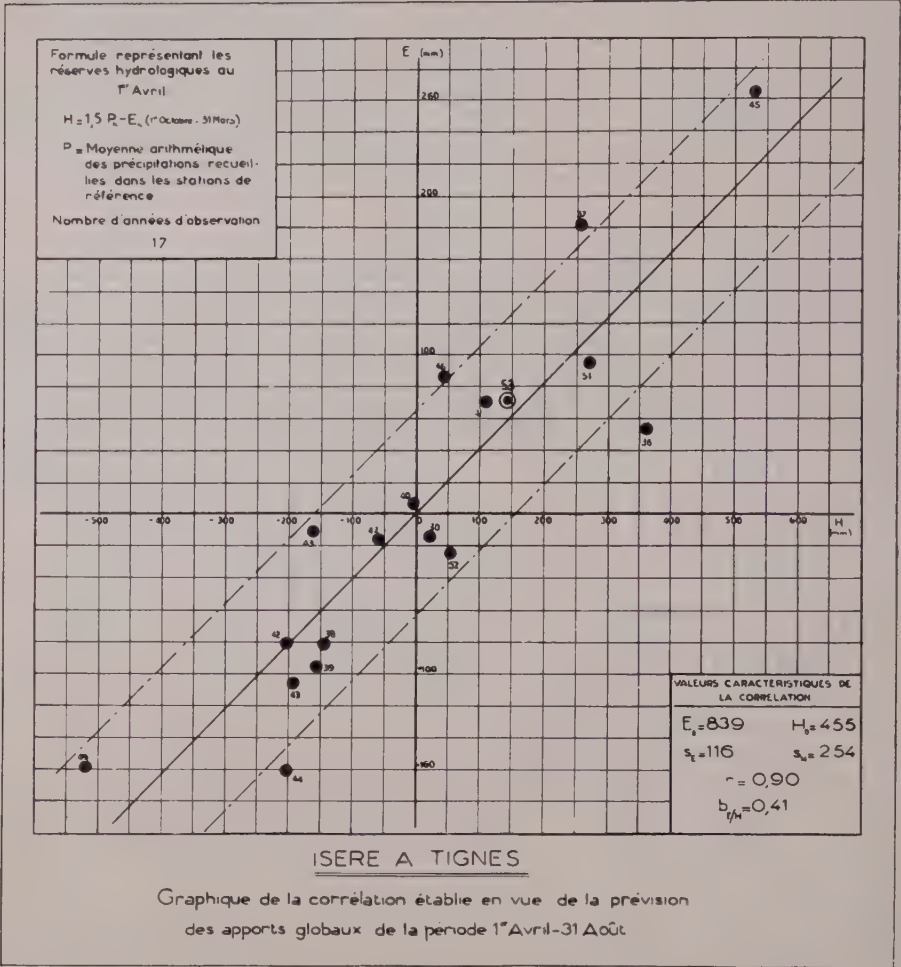


Fig. 2
Isère à TIGNES : Graphique de corrélation $E_{4,8} / 1,5 P_{10,3} - E_{10,3}$

La valeur élevée de la corrélation permet de réduire la fourchette 10% — 90% qui, avec la valeur la plus probable caractérise la prévision, à ± 60 mm soit 8 % de la valeur moyenne des apports de la période.

Il est particulièrement intéressant de comparer les éléments caractérisant les corrélations utilisées à TIGNES et dans des bassins de la même région déjà étudiés par ailleurs, BISSORTE et SEPT-LAUX.

Le tableau suivant (figure 3) permet cette comparaison pour trois périodes :
 1^{er} mars - 31 août
 1^{er} avril - 31 août
 1^{er} mai - 31 août.

Fig. 3

Comparaison des éléments caractérisant les corrélations utilisées pour les prévisions d'apports dans trois Bassins des Alpes du Nord

Bassin	Elément H	1 ^{er} mars-31 août	1 ^{er} avril-31 août	1 ^{er} mai-31 août
Bissorte	$H = 1,5 P_{10,i-1} - E_{10,i-1}$ ($n = 16$)	$E = 916 \text{ mm}$ $v = ,24$ $r = ,82$ $bE/H = ,83$	$E = 900 \text{ mm}$ $v = ,25$ $r = ,89$ $bE/H = ,84$	$E = 854 \text{ mm}$ $v = ,27$ $r = ,93$ $bE/H = ,87$
Sept-Laux	$H = 1,9 P_{10,i-1} - E_{10,i-1}$ ($n = 18$)	$E = 1567 \text{ mm}$ $v = ,26$ $r = ,82$ $bE/H = ,94$	$E = 1528 \text{ mm}$ $v = ,26$ $r = ,87$ $bE/H = ,93$	$E = 1487 \text{ mm}$ $v = ,27$ $r = ,88$ $bE/H = ,85$
Isère à Tignes	$H = 1,5 P_{10,i-1} - E_{10,i-1}$ ($n = 17$)	$E = 879 \text{ mm}$ $v = ,13$ $r = ,85$ $bE/H = ,40$	$E = 839 \text{ mm}$ $v = ,14$ $r = ,90$ $bE/H = ,41$	$E = 776 \text{ mm}$ $v = ,14$ $r = ,90$ $bE/H = ,39$

E = valeur moyenne en mm de l'écoulement du bassin pour la période considérée.
 v = coefficient de variation de l'écoulement.
 r = coefficient de corrélation entre E et H .
 b = coefficient de régression de E en H .

On notera plus particulièrement les points suivants :

1°) — Valeurs assez semblables pour une période de prévision donnée du coefficient de corrélation pour les trois bassins (par exemple pour la période 1^{er} avril-31 août, $r = .89, .87$ et $.90$).

2°) — Pour l'Isère à TIGNES, faibles valeurs du coefficient de variation de l'écoulement ($v = 13$ ou 14%) et du coefficient de régression de E en H (b de l'ordre de $0,40$ soit environ moitié moindre que pour BISSORTE et SEPT-LAUX).

Nous rappellerons brièvement la signification du coefficient de régression.

Si nous considérons le bassin des SEPT-LAUX et la période 1^{er} avril-31 août, la valeur du coefficient de régression de E en H est : $.93$. Cela signifie qu'en *moyenne* à l'écart ΔH du terme H (représentant les réserves naturelles sur le bassin au 1^{er} avril) correspond un écart ΔE de l'écoulement avril-août à sa valeur moyenne, tel que :

$$\Delta E = .93 \times \Delta H$$

ou encore que, pour une année donnée, la valeur la plus probable des apports 1^{er} avril-31 août est égale à

$$E = .93 \times H$$

Autant dire que, dans le bassin des SEPT-LAUX, les apports d'avril à août reflètent de très près les irrégularités des réserves existant au 1^{er} avril (essentiellement sous forme de neige).

Dans le cas de BISSORTE, le phénomène se présente de façon très semblable, le coefficient de régression étant un peu plus faible : $.84$.

Il n'en est pas de même pour TIGNES où *en moyenne* on ne retrouve dans l'écoulement d'avril-août qu'environ 40% des écarts des réserves naturelles à leur valeur moyenne au 1^{er} avril.

Cette particularité nous a conduit à étudier des corrélations portant sur des périodes plus étendues avec l'idée de rechercher si pour ces périodes l'écart ΔE ne se rapprochait pas de la valeur ΔH .

C'est ainsi que, nous plaçant toujours à la date origine 1^{er} avril, nous avons été amenés à étudier les prévisions pour toutes les périodes successives se terminant depuis le 30 juin jusqu'au 28 février de l'année suivante. Le tableau suivant résume le résultat de ces recherches.

Fig. 4
Isère à TIGNES :
Evolution des coefficients de corrélation et de régression
suivant la période soumise à prévision

	Période soumise à la prévision							
	4-6	4-7	4-8	4-9	4-10	4-11	4-12	$4_a - 2_{a+1}$
$H = 1,5 P_{10,3} - E_{10,3}$								
: r	.82	.91	.90	.88	.88	.87	.87	.88
($n = 17$)								
: b	.24	.39	.41	.42	.44	.44	.45	.47

(4-12 = 1^{er} avril-31 décembre — $4_a - 2_{a+1}$ = 1^{er} avril de l'année a au 28 février de l'année $a + 1$).

Nous avons constaté ainsi que si l'on allonge la période soumise à la prévision au delà du 31 août, la valeur de la corrélation ne varie que très peu et se stabilise vers $.88$. Jusqu'au 28 février de l'année suivante, l'écoulement de périodes de plus en plus longues (jusqu'à 11 mois) est donc en très grande part toujours sous la dépendance des réserves existant au 1^{er} avril.

Le coefficient de régression croît lentement : la proportion de l'écart des réserves naturelles à leur valeur moyenne que l'on retrouve en moyenne dans les apports passe de 24% pour la période avril-juin à 47% pour la période avril-février de l'année suivante.

Si l'on considère des périodes plus longues, l'influence du nouveau cycle d'enneigement intervient alors pour faire baisser la corrélation.

Ces résultats montrent qu'un phénomène particulier, qui n'existait pas à BISSORTE et aux SEPT-LAUX, intervient dans le bassin de l'Isère supérieure pour retarder la transmission à la rivière de l'eau en provenance de la fusion de la neige. Alors que, dans la plupart des bassins, la fusion nivale cesse de faire sentir son effet sur les débits vers la fin de juillet ou en août, les débits de l'Isère entre septembre et la fin de l'hiver suivant continuent à enregistrer, dans une certaine mesure, les écarts du stock de neige de l'hiver précédent à sa valeur moyenne.

Une autre particularité du bassin de la Haute Isère, liée d'ailleurs à la précédente, est mise en évidence par la comparaison des débits d'étiage et de leur variabilité dans ce bassin et dans quelques bassins de la même région :

- BISSORTE (48 km²)
- ROMANCHE (250 km²)
- ARC (955 km²)
- DORON DE BELLEVILLE (202 km²)
- DORON DE BOZEL (301 km²)

Cette comparaison est résumée dans le tableau ci-après :

Fig. 5

Comparaison des éléments caractérisant les écoulements de la période d'étiage (moyenne en mm et coefficient de variation) de quelques Bassins des Alpes du Nord.

Bassin	Superficie (km ²)	Octobre \bar{E} (mm) v	Novembre \bar{E} (mm) v	Décembre \bar{E} (mm) v	Janvier \bar{E} (mm) v	Février \bar{E} (mm) v	Mars \bar{E} (mm) v
Bissorte	48	50 .45	32 .25	24 .22	21 .35	16 .34	17 .34
Doron de Belleville	202	44 .33	45 .56	30 .37	25 .46	22 .32	40 .31
Romanche	250	51 .36	42 .38	28 .30	22 .19	21 .18	40 .36
Doron de Bozel	301	75 .11	59 .14	49 .12	42 .14	36 .11	44 .16
Arc	955	50 .22	35 .28	27 .23	23 .18	19 .24	24 .28
Isère	202	73 .13	56 .14	46 .09	40 .12	34 .11	40 .14

Il apparaît nettement que, parmi les six bassins envisagés, deux se distinguent à la fois par la valeur relativement élevée des écoulements mensuels d'octobre à février, et la valeur faible des coefficients de variation.

Ce sont le DORON de BOZEL (à la PERRIERE) et l'ISERE, dont on notera la situation respective : le bassin du DORON de BOZEL qui se jette dans l'ISERE à MOUTIERS juxta à l'Ouest le bassin de l'ISERE supérieure.

Les écoulements de ces deux bassins sont, d'octobre à février, 1,5 à 2 fois plus élevés que pour les quatre autres cours d'eau et leur dispersion est de 2 à 3 fois plus faible.

Or, du fait de leur altitude et de leur situation, les six bassins envisagés ont un régime identique : régime nival légèrement influencé par les glaciers où les précipitations de l'automne, tombant en majeure partie sous forme de neige, n'ont pratiquement pas d'effet sur les débits.

* * *

Comment expliquer ces particularités du bassin de la Haute Isère ?

— d'une part, influence de la rétention nivale sur les apports non seulement de l'été, mais aussi de l'automne et de l'hiver suivants,

— d'autre part, valeur relativement élevée des apports d'automne et d'hiver et faible variabilité de ceux-ci.

Nous pensons que l'interprétation suivante paraît la plus raisonnable :

Au cours de la période de fusion intense, juin-juillet, éventuellement août, une grande partie de l'eau de fusion, au lieu de ruisseler de thalweg en thalweg vers les torrents principaux et l'Isère, s'infiltre plus ou moins profondément et vient alimenter une importante réserve souterraine dans les terrains en amont de TIGNES. A la fin de l'été, cette réserve atteint un niveau maximum peu variable d'une année à l'autre et constitue, en l'absence de précipitations liquides ou de fusion partielle prématurée au cours de l'automne, le principe d'alimentation des débits relativement importants que l'on constate d'octobre à mars.

L'existence de cette réserve formant « volant » explique également la variabilité relativement faible des débits hivernaux.

* * *

Il nous a paru intéressant d'essayer de chiffrer l'amplitude moyenne de la variation du volume d'eau stockée dans ce réservoir souterrain.

La considération de l'ensemble des apports entre la fin de la période normale de fusion (fin août - début septembre) et le début du cycle de fusion suivant (mars-avril) d'une part, l'étude de la loi de décroissance des débits journaliers, d'autre part, nous conduisent à estimer que cette amplitude peut se situer entre

50 et 80 M.m³

Nous disons bien amplitude moyenne de variation, car il n'a pas encore été possible d'assister à un épuisement total de cette réserve — comme cela se produit parfois pour certains cours d'eau. Il est permis de supposer qu'exceptionnellement, cette réserve pourrait continuer à alimenter des débits de plus en plus faibles évidemment et voir son niveau tomber au-dessous du plus faible niveau qui, au cours de la période 1936-52 a été observé en mars 1944 où le débit quotidien est descendu à environ 2 m³/sec.

Ce volume de 50 à 80 M.m³ correspond à une lame d'eau de 250 à 400 mm.

La comparaison avec les apports moyens annuels de l'Isère à TIGNES : 1250 mm. montre l'importance considérable de cette réserve souterraine. Nous citerons également à titre comparatif deux résultats que nous ont fournis des études faites sur d'autres bassins.

— Pour le Drac (1018 km²) on peut estimer l'amplitude de la variation de la réserve souterraine entre 80 et 100 mm pour des apports moyens annuels de 1070 mm.

— Pour la Truyère (2462 km²) l'ordre de grandeur est de 10 mm pour des apports moyens annuels de 530 mm.

Ces chiffres montrent l'importance exceptionnelle que présente dans la Haute Isère le phénomène de la rétention souterraine.

* * *

L'importance de ce phénomène est-elle compatible avec la nature des terrains constituant le bassin versant de TIGNES ?

L'examen de la carte géologique permet de se convaincre, malgré l'extrême complexité de la tectonique de cette région, des possibilités importantes qu'elle offre à l'infiltration des eaux. Sans que l'on y constate les circulations karstiques spectaculaires que l'on rencontre dans d'autres régions, une grande partie des terrains en amont de TIGNES constitue cependant une énorme éponge naturelle.

La couverture du terrain schématisée par la Figure 6 montre en effet qu'en dehors des zones de schistes lustrés qui sont peu perméables (essentiellement Massif de la Grande Sassièrre au N. E. de TIGNES, et une partie de la région comprise entre l'Isère en amont de Val d'Isère et Calabourdane, jusque l'Iseran et la Barme de l'Ours) le reste du bassin est constitué :

- de quartzite
- de calcaires fissurés
- de cargueules
- de gypse
- et d'alluvions morainiques.

On notera en particulier l'importance des terrains gypsifères dans la zone à l'Ouest de Val d'Isère, en rive gauche de la Calabourdane et autour du Lac de TIGNES.

Bassin versant de l'Isère à TIGNES

Carte géologique

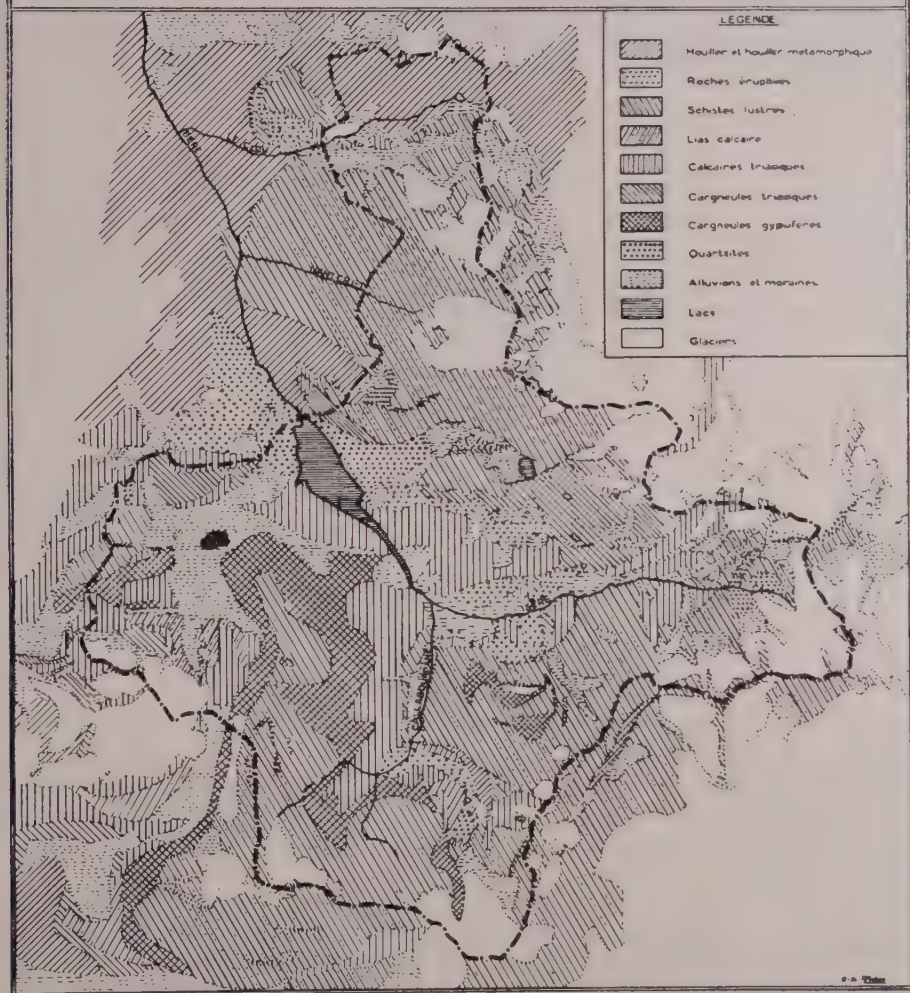


Fig. 6

La perméabilité de ces divers terrains constitutifs va en croissant depuis la quartzite jusqu'aux cargneules et aux gypses qui constituent de remarquables terrains-réservoirs.

Certains phénomènes avaient d'ailleurs attiré l'attention dans cette région : en particulier, l'existence d'importantes résurgences en rive gauche de la Calabourdane et en amont du Lac de Tignes (à proximité donc de la zone des terrains gypsifères) résurgences dont le débit avait paru remarquablement abondant en hiver.

Il est donc permis d'affirmer que l'importance de la rétention souterraine dans la Haute Isère que nous avaient fait soupçonner certains résultats anormaux obtenus

à l'occasion des études de prévisions d'apports et que nous avons mise en évidence n'est nullement en contradiction avec les caractères géologiques du bassin.

* * *

Ainsi que nous l'avons signalé, les particularités de ce bassin nous ont permis d'énoncer des prévisions d'apports pour des périodes beaucoup plus longues que dans le cas d'autres bassins de la même région.

Nous croyons intéressant de présenter sous une forme synthétique les résultats des prévisions qui ont été ainsi énoncées en 1953 à partir du 1^{er} mars et jusqu'au 1^{er} juillet pour des périodes couvrant 1 à 9 mois.

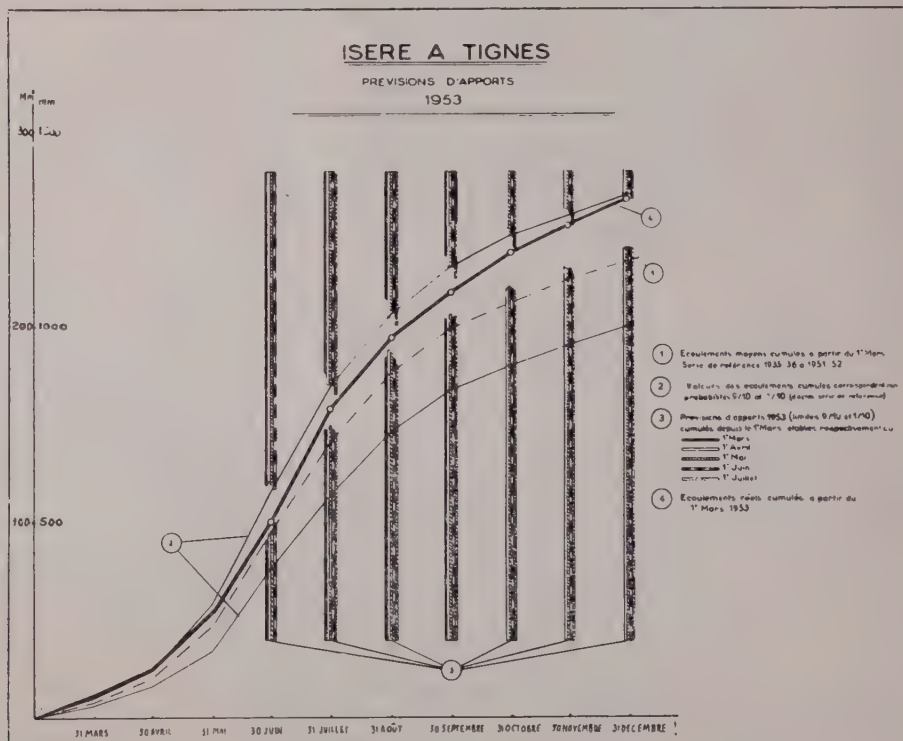


Fig. 7

Ces résultats sont rassemblés dans le graphique de la figure 7 où sont représentés :
en 1 : les écoulements moyens cumulés à partir du 1^{er} mars (d'après les données de la série de référence 1936-52).

en 2 : les valeurs (cumulées également à partir du 1^{er} mars) des écoulements correspondant aux probabilités 1/10 et 9/10 (d'après les données de la série de référence 1936-52).

en 3 : les diverses prévisions énoncées en 1953 (au total 31 prévisions). Chaque prévision est schématisée par l'intervalle (ou fenêtre) qui coupe un des traits verticaux. Les bords de l'intervalle ont pour ordonnées les valeurs d'apports qui ont été annoncées comme ayant en 1953 respectivement 1 chance sur 10 et 9 chances sur 10 d'être dépassées pour la période considérée.

En réalité, les prévisions concernant une même échéance devraient se superposer. Pour la commodité du graphique les traits verticaux schématisant ces prévisions ont été placés côte à côte.

en 4 : les écoulements observés à TIGNES cumulés à partir du 1^{er} mars 1953.

On notera :

— la réduction des fenêtres caractérisant les diverses prévisions par rapport à la dispersion initiale, laquelle est représentée par l'intervalle entre les deux lignes 2. Cette réduction résulte de la valeur élevée des corrélations utilisées;

— la situation respective de la ligne 4 et des prévisions. La ligne 4 passe à l'intérieur de toutes les fenêtres. Le redressement que l'on constate à partir d'octobre, la ligne des écoulements observés se rapprochant du bord supérieur des « fenêtres », correspond à un phénomène quelque peu exceptionnel qui s'est produit à l'automne 1953, à savoir : mois d'octobre très pluvieux et doux suivi d'un mois de novembre relativement chaud et sec amenant la fonte de la partie des précipitations d'octobre tombée sous forme de neige. Il en est résulté des apports exceptionnellement élevés pendant tout l'automne et l'hiver 1953-54.

. * * *

En conclusion, on ne peut que se féliciter de voir les études statistiques, menées dans un esprit bien différent, apporter incidemment leur contribution à la connaissance des caractères hydro-géologiques d'une région.

On se félicitera également de ce que la Nature, non satisfaite de réunir à l'intention des hommes de notre génération avide d'énergie électrique, les éléments indispensables à la création, dans cette haute vallée de l'Isère, d'un ensemble aussi important que celui de TIGNES, y ait ajouté un élément favorable supplémentaire, sous la forme d'un réservoir occulte fonctionnant en parallèle avec le réservoir principal, et qui, se vidant en hiver et se remplissant en été, contribue à valoriser de façon non négligeable le fruit d'années d'études et de travail.

BODENFEUCHTEVERGLEICHE ZWISCHEN EINER WALD- UND EINER FREILAND MESSSTELLE

von

H. LOSSNITZER

Universität und Met. Observatorium Freiburg, Baden

Zusammenfassung :

Für eine erste Klärung der Wasserhaushaltsunterschiede zwischen Wald und Wiese wurden mit einer verbesserten elektrischen Widerstandsmeszmethode die Bodenfeuchtwerte am Observatorium Baldenwegehof bei Freiburg in 400 m Meereshöhe an einem etwa 5° geneigten Südhang gemessen und zwar unter den Traufbäumen eines Mischwaldes und auf einer benachbarten Graswiese. Die Ergebnisse zeigen keine besonders grossen Unterschiede, wie sie nach den bisherigen Vorstellungen über den Wasserhaushalt vermutet werden konnten. Sie weisen aber darauf hin, dass der Verdunstungsanteil der Vegetation, der je nach dem Bestand sehr verschiedene Tiefen des Bodens in Anspruch nimmt, offenbar einen erheblichen Wert besitzt und mit dem jahreszeitlichen Zustand der Vegetation veränderlich ist. Weitere Untersuchungen in verschiedenen Bodenhorizonten werden mit Mitteln des Forschungsrates beim Bundesministerium für Landwirtschaft, Ernährung und Forsten von Prof. Dr. Köhn in der Vorbergzone des Schwarzwaldes bei Sulzburg/Baden durchgeführt.

Résumé :

Si les mesures de l'humidité du sol, faites selon la méthode de Bouyoucos, ne semblent pas susceptibles à donner des valeurs absolues, elles fournissent par contre de bonnes séries de comparaison entre des stations différentes.

De telles séries de comparaison ont été établis pour deux stations situées dans la forêt et pour une troisième station située dans un pré.

L'étude de ces séries de comparaison montre que non seulement les précipitations, mais aussi la circulation de l'eau dans le sol et en particulier l'évaporation due à la végétation, mesurée à une profondeur de 20 cm, jouent un rôle nettement distinct dans la forêt et dans un pré.

La méthode utilisée, qui donne la possibilité d'étudier les influences du mouvement capillaire de l'eau et de l'évaporation due à la transpiration des plantes, permettent d'effectuer des mesures sans rien modifier à la disposition naturelle des couches, à la structure du sol et à la végétation.

* * *

Es steht ausser Frage, dass leicht zu handhabende und sichere Ergebnisse verbürgende Meszmethode der Bodenfeuchte für land- und forstwirtschaftliche Fragen in aller Welt zunehmende Bedeutung erlangen werden, je mehr das bioklimatische Grundelement Wasser zum Mangelstoff zu werden droht.

Unsere Untersuchungen galten daher zunächst der Meszmethodik mit dem Ziel der Entwicklung neuer, einfacher und hinreichend genauer Meszverfahren. Von Prof. M. KÖHN und Dr. H. PERSON wurde als erste die Gipsblockmethode von BOUYOUCOS (¹, ²) einer kritischen Nachprüfung unterzogen. Fritz HERZOG (Agrarmeteorologische Versuchsstation Donaueschingen) versuchte anschliessend die kalorischen, insbesondere von ALBRECHT-Potsdam eingeführten Meszmethode zu vereinfachen und zu verbessern (³). Die aussichtsreichen Ergebnisse dieser Versuche veranlassten Prof. Köhn, diese Untersuchungen in grösserem Rahmen weiterzuführen und mit der Bouyoucos-Methode in Freilandversuchen unter Berücksichtigung aller einwirkenden klimatischen Elemente zu vergleichen, wobei auch neue physikalische Meszmethode, wie der Einsatz von sog. Heizleitern als Meszelemente nach einem Vorschlag von Ing. E. HALSTRUP-Freiburg, geprüft werden soll.

Die Nachteile der Bouyoucos-Methode, wie sie auch von anderer Seite (⁴, ⁵) bestätigt wurden, sind bekannt. Sie ist eine überwiegend qualitative, liefert unter Berücksichtigung dieser Tatsache jedoch manche Aufschlüsse über die Wasserbewegung im Boden, die anderen Meszverfahren weniger zugänglich sind, weil durch die monatelange Haltbarkeit der Gipselektroden im Boden und die Möglichkeit, sie in jeder Tiefe und Entfernung zu verteilen, ohne dass später die Bodenlagerung noch gestört werden müsste, manche sonst wirksame Fehlerquellen fortfallen. Für Registrierungen der Wasserbewegung im Boden ist auch Gleichstrom von Stromdichten unter 1 mA/qcm anwendbar und derartige Registrierungen geben bemerkenswerte Hinweise auf die Wasserbewegung bei Niederschlägen, wie sie mit anderer Methode nur schwer zu erhalten sind (⁶). In der nachfolgenden Studie sollen unter dem Gesichtspunkt des qualitativen Verhaltens des Wassers im Boden die mit einer Wechselstrommessbrücke (1000 Hz) von SLEVOGT gemessenen Widerstände von nach dem Köhn'schen Verfahren hergestellten Gipsscheiben (2 cm Durchmesser, 0,5 cm Dicke) unter verschiedener Vegetation im Jahresverlauf unter Gegenüberstellung zu den gefallenen Niederschlägen beschreiben werden. Die Gipsscheiben lagen in je 20 cm Tiefe im Boden, I am Waldrand unter einer Strahlung gut abschirmenden Buche, II unter einer unberührt gelassenen und auch im Sommer nicht gemähten Wiese, III im Nadel-Laub-Mischwald mit reichlich Unterholz. I und II dabei in mit etwa 10° Neigung abfallendem Gelände, wobei der Bergwald von I aus sich hangaufwärts erstreckte bei Exposition nach Südwesten, II auf einer nach Süden abfallenden Bergwiese, 20 m unterhalb des nordwärts ansteigenden Bergwaldes, und III auf einer nach Ost und West beidseitig abfallenden Geländeschwelle, deren Hauptachse zudem mäßig (unter 10° Neigung) nach Südost abfiel.

Die Kurven zeigen im grossen und ganzen den zu erwartenden Verlauf. Die Bodenfeuchten steigen mit einer Verzögerung von 1-3 Tagen, die von der zuvor herrschenden Bodenfeuchte und damit von den vorhergehenden Niederschlägen abhängt, mit den jeweils gefallenen Niederschlägen an und sinken bei mangelnden Niederschlägen ebenso rasch ab, so dass die Trockenzeiten sich in der Bodenfeuchte stark ausprägen. Die nach der Schneeschmelze im März bis Mai 1953 aufgetretene Trockenzeit wirkt sich in der Bodenfeuchte weniger und mit grösserer Verzögerung aus als die des Hochsommers im August, wie durch die unterschiedlichen Wasserhaushaltsverhältnisse zu erwarten. Auffällig ist dagegen, dass die spätherbstliche Trockenzeit vom Oktober bis Dezember die Wasserführung des Wiesenbodens viel weniger beeinflusst als die der Waldböden. Da die im Frühjahr und Herbst nicht gemähte Wiese eine starke Verfilzung der Gräser aufwies, diese zudem durch den zeitweise recht kräftigen Taufall oberflächlich feucht gehalten wurde, ist dieses gegensätzliche Verhalten der Wald- und Wiesenböden offenbar auf Rechnung der Verdunstung zu setzen, die an den wenig bedeckten Waldböden stärker wirksam sein konnte als an dem gegen Strahlung und besonders gegen Wind durch die Grasverfilzung ideal geschützten Wiesenboden. Zu prüfen wäre dabei noch die Frage, wie weit die vegetationseigene Transpiration, die auf der Wiese wohl im Oktober im wesentlichen eingestellt wurde, das Bild des Wasserhaushalts der oberen Bodenschichten beeinflusst hat. Es scheint, dass bei allen Betrachtungen über die Einflüsse der Vegetation auf die Bodenfeuchte, auf Wasserspeicherung und Wasserabfluss, die pflanzliche Transpiration, die bei den verschiedenen Beständen ja ganz verschiedene Bodenwasserhorizonte beansprucht, und damit die Wasserbewegung im Boden selbst nicht vernachlässigt werden dürfen.

LITERATUR

- (¹) BOUYOUCOS und A. H. MICK, An electrical resistance method for the continuous measurement of the soil moisture under field conditions, Michigan State Coll. Agric. Exper. Station, *Techn. Bull.* 172 (1940).
- (²) KÖHN, M. und H. PERSON, Über die Bestimmung der Bodenfeuchte auf elektrischem Wege, *Abh. Bad. Landeswetterdienst* 1950, 77 und *Jber. m. Abh. Bad. Landeswetterdienst* 1950, 31.
- (³) HERZOG, FRITZ, Bodenfeuchtemessung durch Wärmeleitfähigkeitsbestimmung, *Jahresbericht mit Abhandlungen des Bad. Landeswetterdienstes* 1951/52, 124.
- (⁴) KELLEY, HUNTER, HAISSÉ und HOBBS in *Amer. Soc. Agron.* 38.
- (⁵) BAIER in *Ber. d. D. Wetterdienstes in der US-Zone* Nr. 32 (1952).
- (⁶) LOSZNITZER, H., Einige Versuche zur elektrischen Bodenfeuchtemessung, *Ber. d. D. Wetterd. in der US-Zone* Nr. 42 (Knoch-Band), 1952.

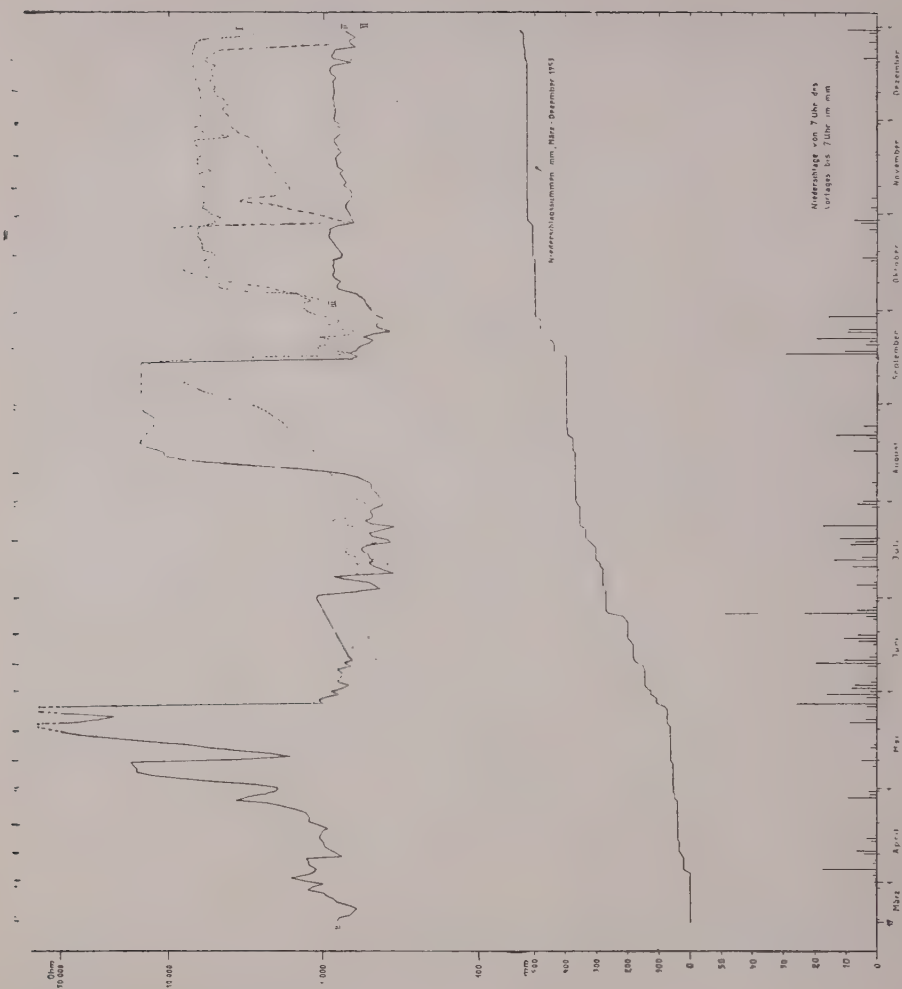


Fig. 1

Bodenfeuchte an 3 Meszstellen :

I Waldrand, II Bergwiese, III Wald (Unterholz) März - Dezember 1953.

(Ausgedrückt in el. Widerstandswerten im Vergleich zu den Niederschlagsverhältnissen).

Observatorium Baldenweyerhof-Schw. bei Freiburg i. Br.

(400 m NN, $47^{\circ} 59,5' N$, $07^{\circ} 56,8' E$.)

VARIACIONES DE LA NAPA FREÁTICA EN RELACION CON LA PRECIPITACION, LA PRESION ATMOSFERICA Y LA TEMPERATURA

por

José M. RAFFO (*)

Resumen

En este trabajo se dan las variaciones de nivel de la napa freática en distintas zonas de la República Argentina. La red actual de estaciones freáticas, del Servicio Meteorológico Nacional, consta de más de 70 estaciones en las cuales se efectúan observaciones diariamente. — En algunas de ellas las observaciones se iniciaron en el año 1912 y se han continuado sin interrupción hasta ahora. —

Asimismo se informa sobre los resultados obtenidos, en un detenido análisis comparativo, entre las variaciones del nivel de la napa o del agua en los pozos y las lluvias y presión atmosférica. Con respecto a la influencia de la temperatura solo se dan los resultados obtenidos en otros países por no haberse realizado aún experiencias en la República Argentina.

Para determinar la influencia de las lluvias, se han considerado estaciones en las cuales la napa se encuentra a distintas profundidades y con subsuelos diferentes. — Para hacer más visible la relación de las observaciones existentes entre ambas series de datos, se da además de las variaciones de la napa y lluvia, la curva suavizada de tres en tres días de las desviaciones acumuladas de la lluvia con respecto a la normal de la zona.

La relación entre las variaciones de nivel del agua en los pozos y la presión atmosférica, se ha determinado en base a los datos de las fajas de aparatos registradores, freatigrafos y barógrafos respectivamente. Estas mediciones se efectuaron en el observatorio central del Servicio Meteorológico Nacional en la Capital Federal.

Además se dan los resultados obtenidos de la comparación de observaciones diarias en otros lugares.

En las conclusiones, se llega a los siguientes resultados :

1) Que existe una relación perfectamente definida entre la precipitación caída en la cuenca y las variaciones de nivel de la napa, y que el tiempo que transcurre desde que se produce la precipitación hasta que se nota su efecto, varía entre horas y tres o más meses, según sea su profundidad, la topografía y constitución del subsuelo en la cuenca.

2) Que las variaciones de la presión atmosférica se notan de inmediato en el nivel del agua de los pozos abiertos, y que esa relación es inversa siempre que no existan lagos o lagunas importantes en las proximidades del pozo donde se efectúan las observaciones. En el otro caso la relación es directa y se hace más notable.

3) Las variaciones de nivel del agua en los pozos, debido a la presión atmosférica, es de poca importancia y solo alcanza a algunos centímetros.

Buenos Aires, Julio 28 de 1954.

* * *

I. — Introducción

Desde hace muchos años se trabaja en los distintos institutos hidrológicos del mundo en la determinación de los regímenes de las napas subterráneas, con el objeto de llegar a establecer los caudales que pueden extraerse de las mismas sin afectar sus niveles en forma permanente y evitar así que el uso indebido de esas aguas origine serios problemas. Entre los más importantes se considera oportuno mencionar no sólo el hecho de que la napa freática tiende en general a descender en casi todos los

(*) — Agrimensor Nacional, Jefe del Departamento de Hidrometeorología, del Servicio Meteorológico Nacional — República Argentina.

países, incluso el nuestro, sino también que en algunas regiones, tales como en la Capital Federal (Villa Ortúzar, República Argentina), la primera napa ha desaparecido y que en otros puntos, como en la zona de Oxnard de California (E.E. UU.) y en Zuidersee de Holanda, el descenso de la napa ha provocado la incursión del agua de mar, transformando en salitrosas las aguas potables, con el consiguiente perjuicio para la población y los cultivos de la zona y la perspectiva de que campos fértiles se transformen en regiones áridas o semiáridas.

Una demostración clara de la importancia que día a día adquiere esta rama de la hidrología — la hidrogeología — lo constituyen las numerosas bibliografías y discusiones presentadas en los últimos congresos hidrológicos.

Para llegar a conocer el régimen de las aguas subterráneas es necesario establecer si se trata de ríos o lagos subterráneos, determinar sus respectivas cuencas, la dirección y velocidad del escurrimiento, así como también conocer qué orígenes tienen, y en qué forma influyen los cursos de agua, la precipitación, la presión atmosférica, la temperatura, etc.

En este trabajo, realizado con la colaboración del Ingeniero Nils Flötten⁽¹⁾, se dan los resultados obtenidos del análisis de largas series de observaciones del nivel del agua freática (1912-1953) efectuadas en distintas regiones de la República Argentina, la relación que existe entre la precipitación caída en la cuenca y las variaciones de nivel de la napa, la relación entre las variaciones de nivel del agua en los pozos y la presión atmosférica, y la temperatura ambiente del lugar en que está ubicado el puesto de observación.

II. — Generalidades

La napa freática, es decir la capa de agua más próxima al nivel del terreno, forma ríos y lagos subterráneos que como los superficiales, tienen sus fluctuaciones y corrientes (dirección y velocidad) y están alimentados por la infiltración de las precipitaciones (lluvia, nieve, etc.) e infiltraciones laterales de los lagos, ríos, canales, etc.

El agua de las precipitaciones se transmite a la napa, con un retraso más o menos grande, que varía entre días y meses, según la constitución geológica del subsuelo, topografía de la cuenca y profundidad a que esté el agua.

El proceso de infiltración es el siguiente: la primera lluvia penetra hasta saturar una capa más o menos delgada del terreno, según su cantidad y sigue luego descendiendo lentamente hasta que la presión ejercida por los gases telúricos, equilibran a la fuerza resultante del peso del agua (fig. 1). Al infiltrarse otra cantidad de agua de lluvia o nieve, se une a la anterior o queda separada de ésta por una capa de gases, haciendo aumentar el peso de la primera y obligándola a continuar su descenso; en igual forma otras cantidades se suman a las anteriores hasta llegar a la napa.

En algunas partes donde existen subsuelos de estructura muy gruesa (grava, arena, etc.) o donde hay grietas o fisuras, el agua pasa mucho más rápidamente y en algunos casos llega directamente.

La mayor parte de los hombres de ciencia que han estudiado los problemas del agua subterránea, coinciden en que parte del agua que penetra en la tierra, se evapora y como su densidad es mayor que la de los gases telúricos, desciende hasta llegar a la napa donde vuelve a condensarse. Como es natural, la cantidad que pasa en esta forma, es pequeña y su influencia en el horizonte de la napa es poco menos que imperceptible.

Además de la infiltración más o menos lenta y de su transmisión en forma gaseosa, el agua de precipitación produce en muchas partes un aumento rápido, podemos decir casi instantáneo, en el nivel del agua de los pozos. Está probado que este aumento no es debido a que el agua se haya infiltrado hasta llegar a la napa, sino que lo que ocurre es que al impermeabilizarse la capa superior del terreno (terreno saturado), comprime a los gases telúricos que a su vez presionan sobre la napa, haciendo que el horizonte de la misma disminuya micrométricamente, mientras sube notablemente en las partes no cubiertas o semi cubiertas (pozos, manantiales, etc.) hasta equilibrar a la presión atmosférica.

En gabinete se han hecho ensayos, con los que se ha comprobado que, aunque las capas intermedias del subsuelo están completamente secas, el nivel del agua

(1) Asesor del Servicio Meteorológico Nacional.

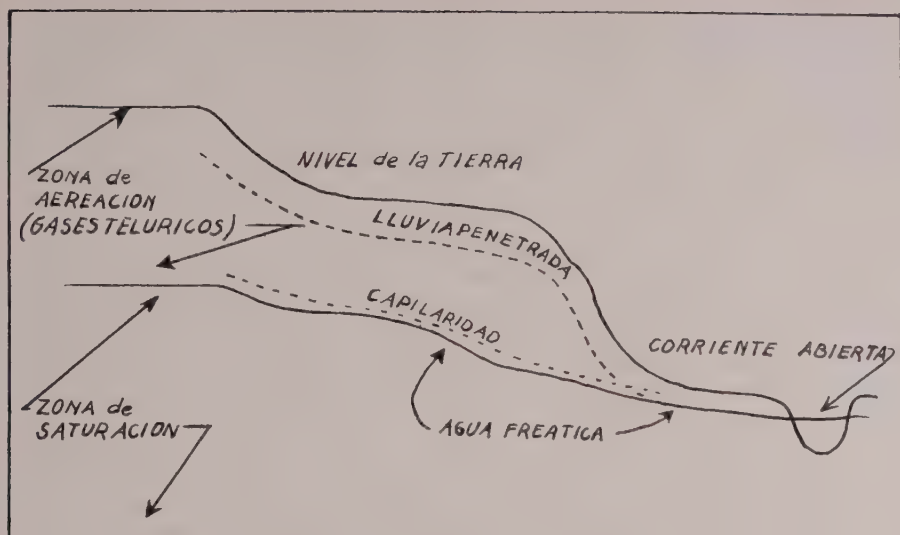


Fig I

de los pozos ha aumentado considerablemente. Este aumento brusco en el nivel del agua, originado por la diferencia de presión entre los gases teluricos y la presión atmosférica, es de efecto rápido, debido a que al disminuir la saturación de la capa superior del terreno por efecto de la evaporación, los gases de la tierra la atraviesan perdiendo el exceso de presión y el agua de los pozos vuelve al nivel anterior. A partir de ese momento tanto la napa como el agua de los pozos, vuelven a estar sometidas solo a la presión atmosférica.

Las infiltraciones laterales, que son las que se producen en los lagos y cursos de agua, son directas y continuas, porque como la tierra está siempre saturada de agua, no hay gases que impidan su infiltración. En el fondo de los lagos es generalmente nula, porque los sedimentos que ha ido dejando el agua al pasar, los vuelve impermeables. Lo mismo ocurre en los canales y ríos donde la velocidad es pequeña, pero a medida que la velocidad aumenta, arrastra parte o el total de la capa impermeable,

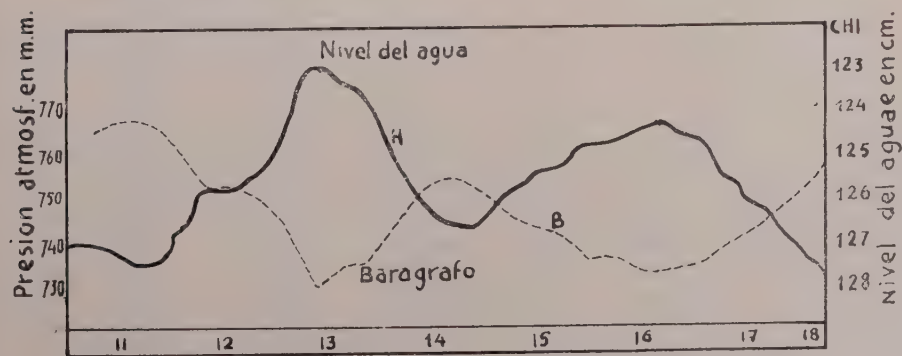


Fig. 1a

permitiendo la infiltración. Igual cosa pasa en las orillas de los lagos, donde las olas representan el mismo papel que la velocidad, puesto que remueven su capa sedimentosa.

Además de las precipitaciones y aguas superficiales, que alimentan la napa y originan sus variaciones anuales, la napa freática está influenciada por otros agentes atmosféricos que producen variaciones diarias o instantáneas, que aunque pequeñas en el horizonte de la napa, son mucho mayores y bien apreciables en los pozos.

Relación entre las variaciones de nivel de la napa freática y la presión atmosférica

En el siglo XVII ya se notó que en los pozos surgentes y semi surgentes, la cantidad de agua aumentaba antes de producirse una tormenta y que las galerías de las minas profundas también se inundaban antes de las tormentas. Esto que es debido a la disminución de la presión atmosférica, por el ciclón que las precede, ha sido probado en la práctica y en los laboratorios experimentales por los profesores : Otokzy, King, Nowak, Lathana, Koeva, Martini, Pantanelli, Slichter, Vilhan y otros, quienes han llegado a las siguientes conclusiones :

1º) Las variaciones hidrobarométricas son irregulares y rítmicas.
2º) Cuando aumenta la presión atmosférica el agua de los pozos disminuye y viceversa.

3º) Bajo las mismas condiciones, el efecto de la presión atmosférica se nota más claramente cuando : a) mayor es el gradiente barométrico ; b) más cerca del punto de influencia de la curva barométrica se encuentra el lugar de observación ; c) cuanto mayor es la profundidad del pozo, y d) cuando más compacto es el subsuelo.

4º) La presión atmosférica obra por lo general conjuntamente con otros factores (temperatura, precipitación, fuerzas mecánicas, etc.), por lo que su influencia en muchos casos, se hace poco visible y hasta desaparece.

5º) Probablemente hay dos casos de variaciones hidrobarométricas : a) movimiento vertical de toda la napa, que depende del movimiento de la corteza terrestre ; b) movimiento del agua subterránea abierta o semi tapada (pozos, manantiales, galerías de las minas y otros), que se produce por la influencia del cambio de la tensión de los gases telúricos que existen sobre la napa freática.

6º) Las dos clases de variaciones pueden producirse al mismo tiempo y con el mismo sentido o contrario.

Para comprobar que no es la napa, sino el agua de los pozos la que varía por la influencia de la presión atmosférica, se ha hecho la siguiente experiencia : Se cavaron tres pozos a corta distancia uno de otro, en terreno horizontal, de modo que los dos pozos exteriores pasaran el horizonte de la napa, mientras que el intermedio no llegaba a esa profundidad (fig. 3). Al disminuir la presión atmosférica, en los pozos extremos el agua alcanzó un nivel igual en ambos y superior al fondo del pozo

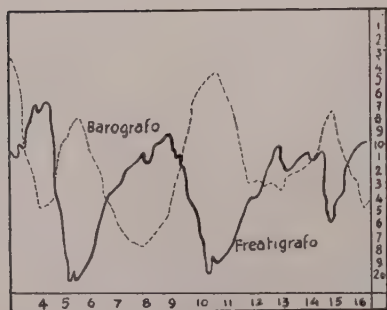


Fig. 2

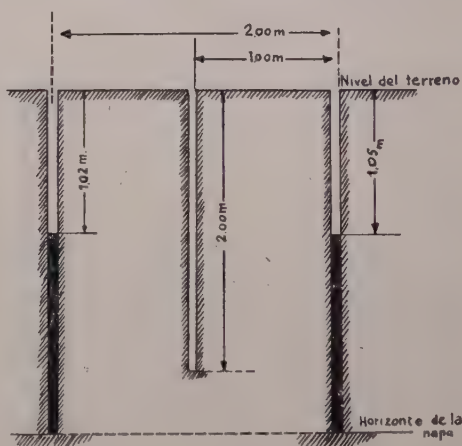


Fig. 3

intermedio, sin que en este último apareciera agua. Esto confirma la teoría de que no es la napa la que varía por efecto de la presión atmosférica, sino el agua de los pozos.

En los gráficos Nos. 1-a y 2 deducidos en gabinete de experimentación y en la naturaleza respectivamente, puede apreciarse la relación existente entre ambos.

Relación entre la temperatura y la napa freática

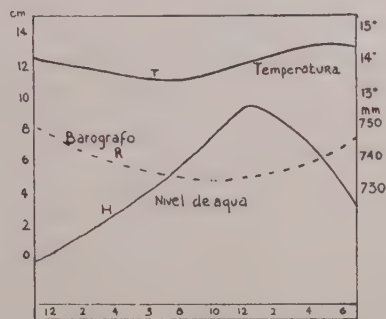
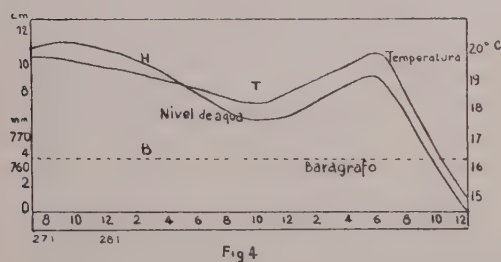
La temperatura del subsuelo también produce oscilaciones de la napa, que como las ocasionadas por la presión atmosférica, son muy pequeñas en su horizonte, pero que se hacen notables en los pozos.

La amplitud de estas variaciones disminuye al aumentar la profundidad del pozo y se hacen tanto mayores cuanto más poroso es el subsuelo, o sea que ocurre lo contrario a lo que pasaba con la presión barométrica.

El aumento del nivel del agua, debido a la influencia de la temperatura, no es porque ésta actúe directamente sobre el agua, sino que se produce por expansión de los gases telúricos. Al referirnos al aumento casi instantáneo de la napa después de las lluvias, hemos visto que era producido por la compresión de los gases — debido al peso del agua — a la cual por lo general se suma la expansión de los gases producida por el aumento de temperatura y evaporación en la parte inferior de la faja húmeda de la misma napa; por esta razón es que en el verano se hace más apreciable, con la misma cantidad de lluvia, que en el invierno.

Las variaciones ocasionadas por la temperatura son periódicas (diarias y anuales), porque están en relación directa con la temperatura del ambiente y por lo tanto sometidas al mismo régimen.

En los gabinetes experimentales se ha llegado a demostrar la exactitud de estas teorías (Dr. Otozky). En ellos se utilizan recipientes de vidrio en los cuales se reproducen, en tamaño reducido, el proceso de los fenómenos que ocurren en la naturaleza. Se hace variar la temperatura manteniendo constante las otras causas o con la misma temperatura se va haciendo variar uno a uno los otros elementos.



En la fig. 4, que corresponde a una determinación de gabinete, en el que la presión se ha mantenido constante, la relación entre la temperatura y el nivel del agua es casi perfecto.

En el gráfico de la fig. 5, donde se ha hecho variar la temperatura y la presión, observamos que la relación no es tan exacta como en el caso anterior, porque en partes ambas causas han obrado en el mismo sentido y en otras en sentido contrario.

En el caso de la fig. 6, que es análogo al anterior, vemos que al hacerse menos variable la presión, la relación entre el nivel del agua y la temperatura, es mucho más perfecta, lo cual nos confirma lo expresado.

En la naturaleza también han sido comprobadas las teorías ya mencionadas, por el profesor F. H. King, aunque como es lógico suponer, no tan exactamente como en gabinete, pues en ella, en la generalidad de los casos, una causa no actúa aisladamente, sino en conjunción u oposición con otra.

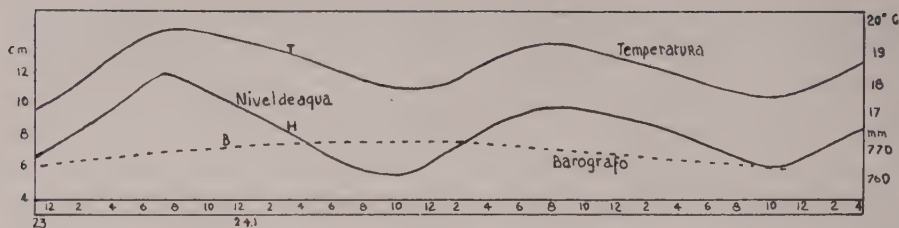


Fig. 6

III. — Investigaciones realizadas en la Republica Argentina (Datos del Archivo Meteorológico Nacional)

Del análisis de los datos de muchas estaciones freaticas de la red nacional, algunas de las cuales se instalaron en el año 1912 o subsiguientes se deduce, que en general en toda la zona del interior del país, la tendencia secular de la napa es descendente. Las profundidades a que se encuentra el nivel del agua, ha tenido sus variaciones más o menos pronunciadas según la zona y profundidad a que se encuentra (tanto menores cuanto más profunda), que responden, como es lógico, a las variaciones cíclicas de la precipitación, pero tanto los máximos como los mínimos de cada ciclo, son casi siempre menores que los anteriores.

Esta tendencia a descender, se debe en gran parte a la modificación producida por el hombre, en el régimen de escurrimiento de las aguas superficiales. Las obras hidráulicas (diques), al retener las aguas de las crecientes, impiden las inundaciones que son las que aumentaban considerablemente el aporte a la napa. Otra causa, es que muchos ríos antiguamente con caudales apreciables, debido a las obras de riego, prácticamente se han transformado en ríos secos y por lo tanto no alimentan las napas subterráneas.

En los gráficos de las figs. 7 y 8 correspondientes a las localidades de Esperanza (provincia de Santa Fé) y Buena Esperanza (provincia de San Luis), casos elegidos entre los analizados, se puede observar perfectamente lo expresado.

En otras regiones y especialmente en la parte baja de la provincia de Buenos Aires, la tendencia secular es horizontal y las variaciones cíclicas se suceden con máximos y mínimos más o menos iguales.

Los valores medios anuales consignados en la tabla que se da a continuación y que corresponden a algunas estaciones, confirman lo expresado

Las variaciones de nivel de la napa freática en la zona baja de la provincia de Buenos Aires, están en íntima relación con las variaciones de nivel del río Salado, sus afluentes y lagunas de la cuenca. En estiaje, el río Salado está alimentado por la napa.

Influencia de la precipitación sobre la napa freática

Como ya se ha indicado en el capítulo anterior, las precipitaciones (lluvia o nieve) producen sobre la napa dos efectos : 1º) alimentan su caudal, y 2º) ocasionan aumentos de nivel del agua de los pozos abiertos, sin afectar apreciablemente el horizonte de la napa.

Al comparar las series de observaciones del nivel del agua con las precipitaciones ocurridas en la cuenca, se observa que efectivamente en todos los casos, existe una marcada relación entre ambas.

La comparación directa entre las dos series de observaciones, en la generalidad de los casos es poco visible, aún suavizando la curva correspondiente a la lluvia. Sólo se observa claramente que después de un periodo de fuertes lluvias, se produce un aumento de nivel y que después de un periodo de sequía, disminuye su nivel.

Sin embargo esta relación sólo se torna perfectamente clara, cuando la comparación se efectúa con la curva correspondiente a la integral de las desviaciones de la precipitación con el signo correspondiente, respecto a la media (normal) del lugar.

Esperanza Pcia Santa Fé

Percuación de la acumulada de las desviaciones con respecto a las normales (3 en 3)
1925-1952 hasta abril y alturas freáticas

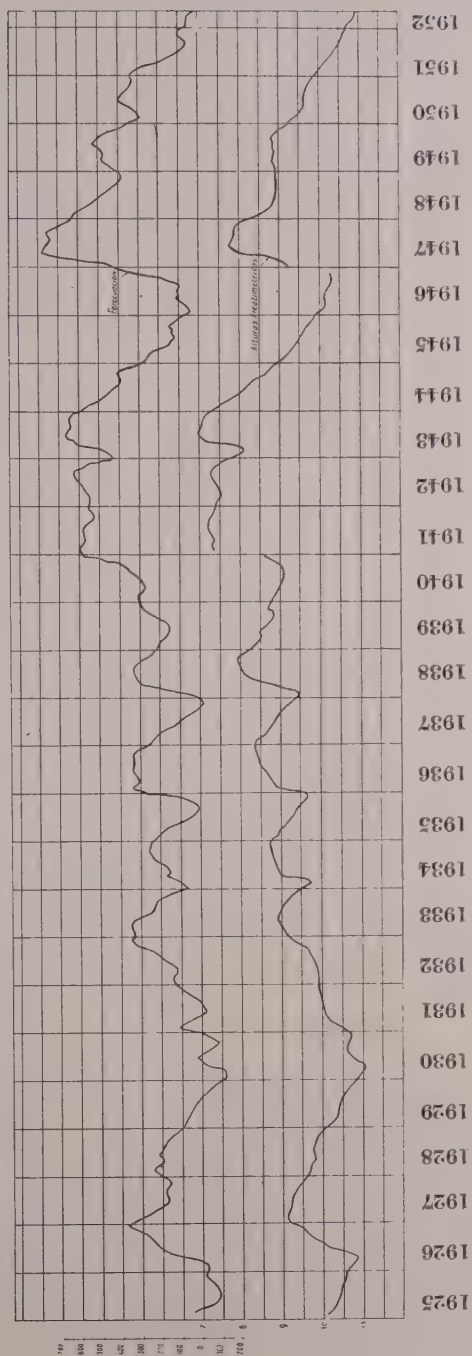


Figura 7.

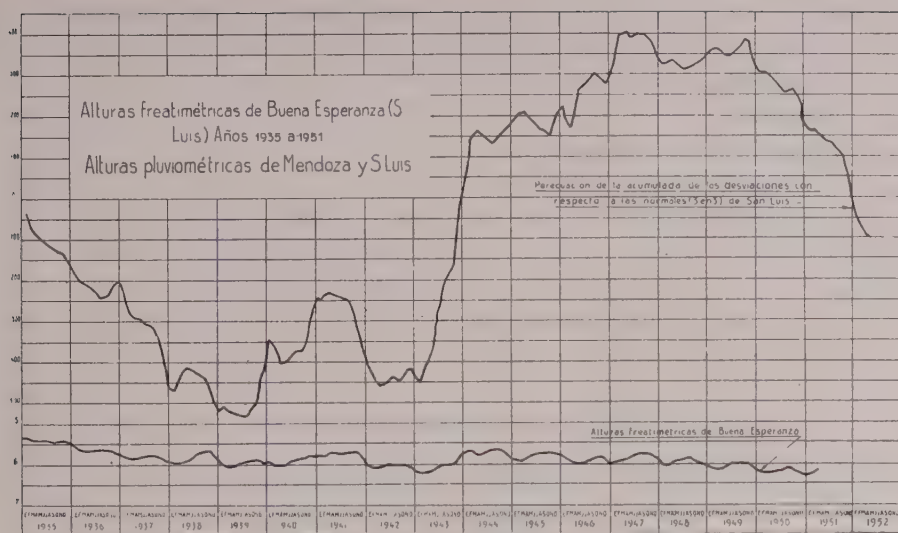
Año	Pilar (Cba)	Bell Ville	Esperanza (S. Fé)	Buena Esperanza	Villa Ortuzar	Guamini (Bs. As)
1913	—	4,791	—	—	—	—
1914	5,179	—	—	—	8,155	—
1915	5,270	—	3,120	5,708	8,254	—
1916	6,062	4,52	5,497	5,992	11,825	2,92
1917	6,138	—	6,914	5,583	13,086	—
1918	5,970	—	7,586	5,750	13,375	3,78
1919	5,606	—	7,039	5,606	11,845	2,65
1920	5,640	—	7,564	5,539	11,038	2,18
1921	5,646	—	8,152	5,674	11,036	2,46
1922	5,591	—	8,890	5,474	—	—
1923	5,480	—	9,548	—	9,340	—
1924	5,736	—	9,159	—	10,391	2,87
1925	5,802	—	10,415	5,841	11,251	3,18
1926	5,941	—	10,219	—	10,451	2,70
1927	5,932	—	9,312	—	11,252	2,87
1928	5,942	—	9,813	5,352	11,115	3,20
1929	6,434	—	10,437	—	11,843	4,148
1930	5,858	6,008	10,798	5,596	10,857	4,697
1931	5,817	—	10,151	5,677	11,355	4,411
1932	5,464	5,327	9,743	5,765	11,359	4,688
1933	5,520	5,246	9,100	5,902	11,075	4,687
1934	5,327	6,101	9,045	5,76	—	5,118
1935	5,421	6,184	9,254	5,44	11,850	5,198
1936	5,541	6,184	8,668	5,67	11,640	5,184
1937	5,912	6,504	8,853	5,86	—	—
1938	6,115	6,552	8,437	5,84	—	—
1939	6,254	—	8,593	5,99	13,072	—
1940	5,647	4,954	8,921	5,95	11,868	5,313
1941	5,583	4,162	7,318	5,79	11,715	4,32
1942	5,588	4,919	7,429	6,07	13,418	4,59
1943	5,606	—	7,364	6,10	14,524	4,98
1944	5,846	—	8,193	—	14,934	4,40
1945	6,627	5,694	9,489	5,75	—	4,862
1946	6,247	5,706	—	5,94	—	4,66
1947	6,060	3,829	8,218	5,87	—	4,22
1948	6,102	4,598	8,812	5,99	—	4,62
1949	6,165	—	8,855	6,07	—	5,38
1950	6,030	—	9,640	6,21	—	4,213
1951	6,694	—	10,384	—	—	4,310
1952	6,289	—	10,826	—	—	4,368
1953	—	—	—	—	—	4,310

Esto nos confirma lo ya expresado, de que son los efectos acumulados de sucesivas lluvias, los que afectan a la napa freática.

En los gráficos de las figs. 7 y 8 correspondientes a las estaciones freaticométricas ubicadas en las localidades de Esperanza (provincia de Santa Fé) y Buena Esperanza (provincia de San Luis) en las cuales se dan las curvas correspondientes a las variaciones de nivel de la napa, y además la integral de las desviaciones de los totales mensuales con respecto a la precipitación media (normal), se aprecia la relación existente. A un máximo o mínimo de la lluvia, le sucede después de un cierto periodo de tiempo, un máximo o un mínimo del nivel del agua de la napa.

Entre los casos analizados, se reproduce, a título de ejemplo, parte de los gráficos de algunas estaciones, pero del análisis completo de todas las estaciones consideradas, se deduce que estatiempo varía entre pocos días y seis meses.

En el caso de la localidad de Esperanza, ese tiempo es de dos meses aproximadamente. En Junín (provincia de Buenos Aires), el tiempo no es tan constante como en el caso anterior y varía entre dos y seis meses, debido a que actúan otras causas



Pág. 9

tales como las variaciones de nivel del río Salado de la provincia de Buenos Aires. En Dolores (provincia de Buenos Aires), no se aprecia una relación entre la precipitación caída en la zona y las variaciones de nivel de la napa, también debido a que está influenciada por las filtraciones en la cuenca del río Salado superior. En Buena Esperanza (provincia de San Luis), ese tiempo varía entre dos y seis meses.

Para determinar el efecto inmediato de las precipitaciones, se han comparado los datos de observatorios ubicados en distintas zonas del país, comprobándose en todos ellos que el aumento del nivel de los pozos es transitorio y que el agua recobra su nivel al poco tiempo. Este efecto disminuye a medida que aumenta la profundidad a que está la napa. No puede haber duda alguna de que la causa que produce el aumento de nivel es la lluvia, pero también es cierto que ha actuado en forma indirecta, porque como ya se ha indicado, la infiltración no podría ser tan rápida.

En los gráficos de las figs. 9 y 10, que corresponden a las observaciones de Dolores (provincia de Buenos Aires) y Esteban Rams (provincia de Santa Fé) tomadas como ejemplo, siempre ocurre lo mismo.

En otros lugares, donde la profundidad es mayor, esta influencia es mucho menor y en algunos casos no se nota.

Influencia de la presión atmosférica sobre la napa freática

Analizando los datos de las fajas de los registradores (freatígrafo y barógrafo) del Observatorio Central de Buenos Aires (Villa Ortúzar), se llega a la conclusión de que sin duda alguna existe una gran relación entre el nivel del agua de los pozos de la primera napa y la presión del ambiente.

1º) Esta relación que es inversa, puesto que a un aumento de presión sucede siempre una disminución en el nivel del agua y viceversa, es instantánea o casi instantánea.

2º) La diferencia que corresponde a un aumento o disminución de la presión atmosférica no es uniforme, sino que por el contrario, varía entre límites muy amplios probablemente debido a la influencia de otros agentes atmosféricos como ya ha sido demostrado en los gabinetes de experimentación.

3º) Las variaciones hidrobarométricas tienen un periodo diario que responde a la marcha diaria de la presión atmosférica y fluctuaciones rápidas ocasionadas por los cambios bruscos de la presión.

Dolores (Escuela de Artes y Oficios)

Prov. de Buenos Aires

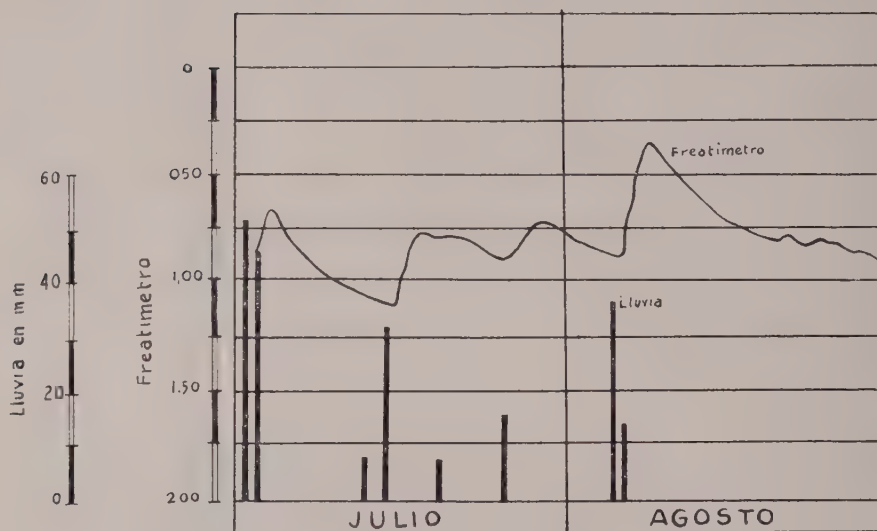


Fig.9

Esteban Rams (Obs. Meteorológico)

Prov. de Santa Fé

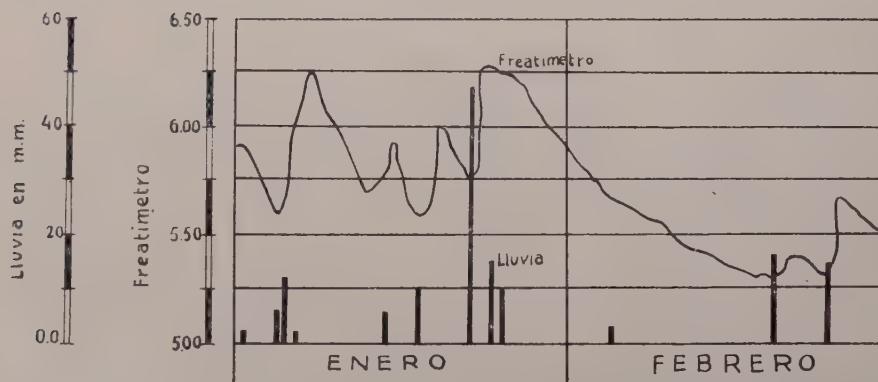


Fig.10

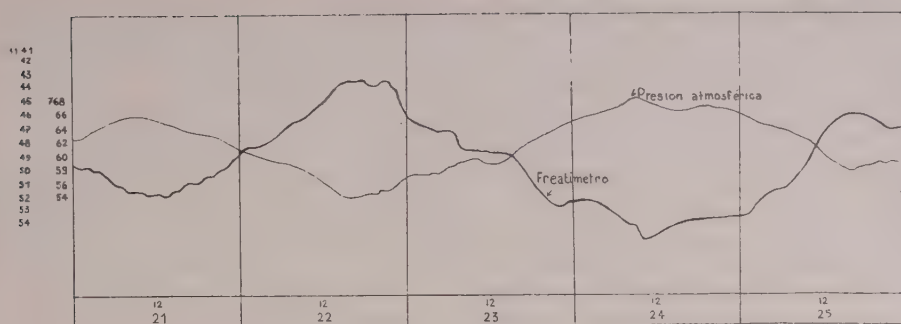


Fig. 11

Días 21 al 25 de Abril de 1935
Observatorio Central de Buenos Aires

En el gráfico de la fig. 11, se aprecia perfectamente la variación diaria, que es bastante regular tanto por su periodicidad como por su amplitud, variando esta última entre 7,1 y 10,5 mm. por mm. de presión y siendo el promedio de todas las observaciones de 9,0 mm. por mm. de presión atmosférica.

Las fluctuaciones rápidas alcanzan amplitudes mucho más grandes, como por ejemplo : el 3 de julio de 1934, entre las 11,50 hs. y 12,50 hs., se registró un aumento de 19 mm. en el nivel del agua del pozo del freatímetro, ocasionado por una variación de presión en ese tiempo de 0,2 mm., lo que nos da un desnivel de 95 mm. por mm. de presión. En la tabla adjunta damos los principales valores de las variaciones sacadas de las fajas.

Fecha	Hora		Variaciones presión nivel del agua		Variación nivel de agua (mm. por mm. de presión)
	Desde	Hasta	mm.	mm.	
5/6/1934	15,00	22,30	3,7	30,0	8,1
7/6/1934	8,30	13,00	2,4	33,0	13,8
3/7/1934	11,50	12,50	0,2	19,0	95,0
9/7/1934	5,10	5,20	0,1	9,0	90,0
20/7/1934	8,00	10,00	0,2	11,0	55,0
21/7/1934	8,00	12,00	1,4	26,0	18,6
24/7/1934	20,00	24,00	2,6	32,0	12,3
25/7/1934	18,00	19,00	0,9	28,0	31,1
5/8/1934	14,30	15,00	0,5	10,0	20,0
17/8/1934	7,00	8,00	1,0	20,0	20,0
24/8/1934	11,40	12,10	1,1	10,0	9,1

Además de la comparación de las observaciones tomadas en Villa Ortúzar durante un período de dos años aproximadamente, se han considerado las de otras estaciones, en las que si bien no existen aparatos registradores, se efectúan lecturas diariamente de ambos fenómenos.

De su análisis se deduce, aunque no tan claramente como en el caso anterior, que en general, la relación es inversa y que cuando próximas al pozo de observación, como ocurre en Guaminí (provincia de Buenos Aires), existen lagunas de mucha extensión, esa relación es directa.

IV. — Conclusiones

En resumen podemos decir :

1º) Que existe una marcada relación entre la precipitación caída en la cuenca y las variaciones de nivel de la napa freática.

2º) Que el efecto de las lluvias acumuladas, como se ha comprobado en laboratorio, y en otros países, es el que rige el régimen de la napa freática, siempre que en la zona no haya cursos de agua que modifiquen esa relación.

3º) Que el tiempo que transcurre entre el máximo de las lluvias acumuladas y el máximo de nivel, varía de una región a otra, y que depende no sólo de la constitución del subsuelo, sino también de la profundidad a que está la napa.

4º) Que la influencia de la presión atmosférica sobre el nivel del agua en los pozos es de poca importancia y transitoria, puesto que sólo alcanza a muy pocos centímetros.

5º) Que la relación indicada en el punto anterior es directa cuando no hay superficies de agua libre en las proximidades del lugar de observación e inversa en el caso anterior.

Buenos Aires, Agosto de 1954.

**CHIMIE ET PHYSIQUE
DES EAUX SOUTERRAINES**



CHEMISCHE UND PHYSIKALISCHE ERSCHEINUNGEN BEI INFILTRIERTEM GRUNDWASSER

von

Dr. Friedrich NÖRING

Bezirksgeologe beim Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden

Summary :

In stream beds and along the banks often the streams contribute water to the groundwater. Stream water mingles with groundwater to an extent which depends on various factors.

Concerning the water quality of the recharge it has been found that the oxygen depletion provokes the formation of sulphuric and carbonic acid. Consequently the bicarbonate and total hardness as well as the content of iron and manganese are increased. The author proposes a formula for the relation of rate of recharge to the temperature of the water.

It seems not to be possible to find a satisfactory explanation for clogging-up of the pores, a process which often coincides with seepage.

* * *

Die erste moderne Infiltrationsanlage mit dem Zweck der Wiedergewinnung des infiltrierten Wassers für die Trinkwasserversorgung wurde im Jahre 1897 in Göteborg/Schweden (GANDENBERGER 1950, S. 144; JANSÄ 1951, S. 227) errichtet. Diese Art der Trinkwassergewinnung vergrößert ständig ihren Mengenanteil an der Gesamtgrundwasserförderung. Eine Reihe wissenschaftlich bedeutsamer Erscheinungen ist für die Praxis wichtig.

Abweichende Beschaffenheit des Grundwassers in Flussnähe

In der Schweiz liegt in der Nähe der Flüsse in der Regel eine niedrige Karbonathärte vor (MOHLER 1949, S. 136). Dort ist das vom Binnenland kommende Grundwasser meist hart, das Flusswasser meist weich. Am unteren Main (Deutschland) liegen die Verhältnisse umgekehrt (Mitteilung von K. STADAGER und eigene Beobachtungen in Frankfurt-Niederrad). In beiden Fällen dringt also Flusswasser in das Binnenland ein, ohne dass dort Grundwasser entnommen wird. Die Ursache liegt in der verschiedenen Steiggeschwindigkeit von Flusswasser und Grundwasser. Ein Fluss kann seinen Spiegel in wenigen Stunden um mehrere Dezimeter erhöhen, das Grundwasser in der Regel nicht. Steigt der Fluss, so findet er daher Gefälle zum Binnenland vor und infiltriertes Wasser fließt so lange binnenwärts, wie der erhöhte Flusswasserstand vorliegt, und so weit, bis die dem Flusswasserstand gleiche Höhenlinie der Grundwasseroberfläche erreicht ist. Bei längerem hohem Flusswasserstand stellt das vom Binnenland kommende Grundwasser wieder Gefälle zum Fluss her und das infiltrierte Wasser fließt zum Fluss zurück. Der von wechselnden Gefällsrichtungen beherrschte Uferstreifen stellt in chemischer Hinsicht eine Mischzone dar. Die Breite der Mischzone ist umso grösser

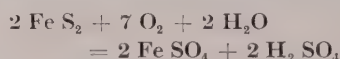
- je höher der Flusswasseranstieg,
- je schneller der Flusswasseranstieg,
- je geringer das Spiegelgefälle des binnenseitigen Grundwassers,
- je durchlässiger der Grundwasserleiter,
- je geringer die vom Binnenland zuströmende Grundwassermenge,
- je grösser die Zeit des hohen Flusswasserstandes bis zum Beginn der Wiederherstellung eines flusswärtigen Fliessgefälles durch das vom Binnenland kommende Grundwasser ist.

Eine extreme Durchmischung tritt bei Überflutung des Geländes durch den Fluss ein.

Chemische Reaktionen

In Mitteleuropa wurde beobachtet, dass infiltrierendes Wasser gelegentlich Eisen und Mangan löst und seine Karbonathärte oder Nichtkarbonathärte erhöht. Hierbei sind zwei Vorgänge zu unterscheiden, die sich überlagern können.

Der eine Vorgang besteht in der Bildung freier Schwefelsäure aus dem Pyrit und Markasit geologischer Ablagerungen, die bei Sauerstoffmangel entstanden sind, wie z. B. Braunkohle, Torf, Schlick, dunkelfarbiger Ton. Der Vorgang vollzieht sich etwa nach der Formel



Die freie Schwefelsäure verbindet sich mit den Kalzium- und Magnesiummineralien des Untergrundes und erhöht so die bleibende Härte. Dieser Vorgang tritt vor allem in folgenden Fällen ein :

a) Überflutung oder Beregnung von schwefeleisenhaltigen, im Bodenluftbereich liegender Schichten,

b) Grundwasserdurchströmung schwefeleisenhaltiger Schichten, die bei einer vorausgegangenen Grundwasserabsenkung von sauerstoffhaltiger Bodenluft durchströmt wurden.

Der zweite Vorgang besteht in der Sauerstoffaufzehrung und Kohlensäurebildung bei der Infiltration von Wasser, das organische oxydable Substanzen und freien Sauerstoff enthält. Das ist bei den meisten Flusswässern gegeben. Der Vorgang vollzieht sich etwa nach folgender Formel :



Durch die neugebildete Kohlensäure werden zusätzlich Karbonate des Kalziums und Magnesiums als Hydrokarbonate gelöst, wodurch sich die Karbonathärte erhöht. Bei vollkommener Aufzehrung des freien Sauerstoffs greift die Kohlensäure die Eisen- und Manganmineralien des Untergrundes an und bringt sie in Lösung.

Dieser Vorgang tritt oft bei der Infiltration von Flusswasser ein.

Beispiele : Das Wasserwerk I der Stadt Hanau am unteren Main (Deutschland) wurde 1890 in Betrieb genommen. Es förderte aus einer ca. 50 m vom Main entfernten Brunnenreihe vom Binnenland anströmendes Wasser mit unerheblichem Gehalt an Eisen und Mangan. Um das Jahr 1920 wurde in der Nähe der Brunnen eine Staustufe im Main errichtet. Dadurch wurde das vom Binnenland kommende Grundwasser nach dem Unterwasser gezogen, während das Gebiet der Brunnen von infiltriertem Flusswasser durchströmt wurde, das aus dem Oberwasser infiltrierte und dem Unterwasser seitlich der Staustufe zustrebte. In den Brunnen des Wasserwerks traten gleichzeitig derartige Eisen- und Mangangehalte auf, dass das Wasserwerk stillgelegt werden musste. Ein 270 m vom Main entfernter Brunnen wurde von der Veränderung nicht mehr betroffen. Analysen der Preussischen Landesanstalt für Wasser-, Boden- und Lufthygiene in Berlin vom 29. 7. 1924 ergaben

	Main	Wasserwerk Brunnen 4 30 m vom Main entfernt	Brunnen 270 m vom Main entfernt
	mg /l	mg /l	mg /l
Fe ₂ O ₃	—	0,61	Spuren
Mn	—	8,2	—
CaO	78	126	183
KMnO ₄ -Verbrauch	36,6	17,5	8,9

Der freie Sauerstoff wurde nicht untersucht.

Auf einer 0,5 km² grossen Insel im Rhein zwischen Mainz und Wiesbaden (Deutschland) wird ein Horizontalbrunnen betrieben. Da die Insel bis zu 8,70 m Tiefe von durchlässigen Schichten aufgebaut wird und darunter mächtige undurchlässige Schichten liegen, in die der Rhein eingeschnitten ist, kann der Brunnen, von einer ganz geringfügigen Menge sich auf der Insel bildenden Grundwassers abgesehen, nur infiltrierte Flusswasser fördern. Dadurch sind die Beobachtungen an diesem Brunnen eindeutig. Der Brunnen fördert im Mittel ca. 500 m³/h, die mittlere Fließdauer vom Fluss zum Brunnen beträgt etwa 6 Tage. Analysen vom 7. 7. 1953 zeigen :

	Rhein	Brunnen
Fe	1,0 mg/l	2,0 mg/l
Mn	0 mg/l	0,3 mg/l
KMnO ₄ -Verbrauch	19 mg/l	11 mg/l
Karbonathärte	7,7 ° dH	10,4 ° dH
Nichtkarbonathärte	2,1 ° dH	2,6 ° dH
Der freie Sauerstoff wurde nicht untersucht.		

Die Veränderungen der chemischen Lösungen des Wassers sind in den angeführten Fällen für praktische Zwecke ungünstig. Die Beseitigung der im Untergrund vorhandenen Eisen- und Manganmengen ist in der Regel zu lang, um auf sie zu warten. Nach LINDGREN (1933, S. 4) ist Eisen mit 5,01 ‰, Mangan mit 0,10 ‰ am Aufbau der Erdkruste beteiligt. Im einzelnen weichen die Gehalte naturgemäss stark von den Mittelwerten ab. Um 1 t Gestein durchschnittlichen Eisengehaltes vom Eisen zu befreien, sind bei einem Gehalt des Wassers von 0,2 mg/l 25.05 · 10⁴ m³ Wasser erforderlich. Für das Mangan ergeben sich bei einem Gehalt des Wassers von 0,2 mg/l /5 · 10³ m³ Wasser. Mit der geringeren Häufigkeit des Mangans hängt es wahrscheinlich zusammen, dass trotz einer leichteren Löslichkeit des Mangans eisenhaltige Wasser häufiger als manganhaltige sind.

Temperaturentwicklung

In manchen Industriebetrieben fällt für Kühlzwecke benutztes und dabei erwärmtes Wasser an, das wieder dem Untergrund zur erneuten Abkühlung zurückgegeben werden soll. Unbekannt ist meistens der erforderliche Abstand zwischen Infiltrationsort und Wiederentnahmeort. Dafür lassen sich folgende Beziehungen aufstellen. (Alle Formeln im *c-g-s*-System).

$$Q = m \cdot c \cdot (t_1 - t_2) \quad (1)$$

Q = Wärmemenge

m = Masse

c = spezifische Wärme, bei Wasser = 0,999

t₁ = Temperatur des erwärmten Wassers

t₂ = Temperatur der Erdoberfläche

$$m = g \cdot p_w \quad (2)$$

g = Mächtigkeit des Grundwasserleiters

p_w = Nutzbares Porenvolumen

Aus (1) und (2) folgt

$$Q = g \cdot p_w \cdot (t_1 - t_2) \quad (3)$$

Die Wärmemenge Q soll weitgehend an die Erdoberfläche abgeleitet werden. Für die Wärmeableitung gilt

$$Q_x = \lambda \cdot F \cdot z \cdot \frac{t_x - t_2}{f} \quad (4)$$

Q_x = abgeleitete Wärmemenge

λ = Wärmeleitzahl (für die Erde etwa 0,005 nach BEDERKE 1948).

F = Fläche

z = Zeit

t_x = jeweilige Temperatur des erwärmten Wassers

f = Koordinate senkrecht der Isotherme, etwa der Mächtigkeit der den Grundwasserleiter überlagernden Deckschichten entsprechend.

Eine ruhende Wassermenge verliert laufend Temperatur infolge Wärmeableitung. Gleichzeitig wird die abgeleitete Wärmemenge laufend geringer, da (t_x - t₂) kleiner wird. Bei einer stationär fließenden Wassermenge lässt sich z durch hydrologische Faktoren ersetzen

$$z = \frac{l}{v_w} \quad (5)$$

l = Länge des Fließweges

v_w = Fließgeschwindigkeit des Wassers

$$v_w = \frac{v_f}{p_w} \quad (6)$$

v_f = Filtergeschwindigkeit
 p_w = wirksames Porenvolumen

Aus (5) und (6) ergibt sich

$$z = \frac{l \cdot p_w}{v_f} \quad (7)$$

$$v_f = k_f \cdot i \text{ (nach DARCY)} \quad (8)$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert in m/s
 i = Grundwassergefälle

Aus (7) und (8) ergibt sich

$$z = \frac{l \cdot p_w}{k_f \cdot i \cdot 10^2} \quad (9)$$

Infolge der mit der Zeit abnehmenden Wärmemenge ergibt sich für eine stationär fließende Wassermenge

$$t_z = t_2 + (t_1 - t_2) \left(1 - \frac{\lambda}{f \cdot c \cdot g \cdot p_w} \right)^z \quad (10)$$

Die Nachrechnung in einem Fall, wo eingeleitetes Wasser von 50° C in 525 m Entfernung mit 15° C nach einjährigem Betrieb wiedergewonnen wurde, ergab die Zuverlässigkeit der Formel.

Bei Infiltrationsanlagen in der Nähe von Flüssen ergab die Formel keine hinreichende Übereinstimmung. Der tatsächlich vorhandene Temperatenausgleich war grösser. Z. B. schwankten die Temperaturen des Wassers in einem Brunnen zwischen 8° und 16°, während der benachbarte Fluss Schwankungen zwischen 0° und 23° aufwies. Hier spielt wahrscheinlich der Wärmeaustausch mit den Schichten unterhalb des Grundwasserleiters eine erhebliche Rolle. Die Schichten unterhalb des Grundwasserleiters nehmen bei Durchfluss warmen Wassers durch den Grundwasserleiter Wärme auf und geben sie bei Durchfluss kalten Wassers durch den Grundwasserleiter an ihn zurück.

Porenverstopfung

Bei Infiltration von Flusswasser in den Boden ist mit einer Verstopfung der Poren zu rechnen, wenn das Flusswasser mit Schwebstoffen beladen ist. Dieser Verstopfung, soweit sie in der obersten Zone des Korngemisches erfolgt, wirkt Hochwasser und Eisgang mechanisch entgegen. Die Erfahrungen in Deutschland gestatten jedoch noch nicht, über eine Uferstrecke vor Anstellung von Versuchen Aussagen über ihre Dichtigkeit und ihre Verstopfungsfähigkeit zu machen.

SCHRIFTEN

- BAIER, Carl Robert : Natürlich versickertes und künstlich angereichertes Grundwasser. Unterschiede in der Beschaffenheit, deren Ursachen und Auswirkungen auf den Wasserwerksbetrieb. — *Gesundheitsing.*, 66, S. 30-36, München 1943.
- BEDERKE, E. : Über den Wärmehaushalt der Regionalmetamorphose. — *Geol. Rdsch.*, 35, S. 26-32, Stuttgart 1948.
- GANDENBERGER, Wilhelm : Grundlagen der Grundwasseranreicherung. — *GWF*, 91, Wasser S. 142-149, München 1950.
- JANSA, O. Victor E. : Artificial ground-water supplies of Sweden. — *Union géod. et géophys. internat., Ass. internat. d'Hydrologie scient., Assemblée générale de Bruxelles* 1951, 2, S. 227-237, Louvain o. J. (1951).
- KLAER, Fred H. : Artificial Recharge of Aquifers. — *Union géod. et géophys. internat., Ass. internat. d'Hydrologie scient., Assemblée générale de Bruxelles* 1951, 2, S. 135, Louvain o. J. (1951).
- LINDGREN, Waldemar : Mineral Deposits. — New York u. London 1933.

- MOHLER, H. : Der Einfluss von Kraftwerksbauten auf die Eigenschaften des Grundwassers. — *Chimia*, **3**, S. 129-145, 1949.
- NÖRING, Friedrich : Fragen der Grundwasserchemie in Beziehung zu Oberfläche und Untergrund. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **102** (1950), S. 123-128, Hannover 1951.
- Die Geologie als Grundlage der Grundwasserkunde. — In « *Neuere Methoden der Grundwassererschließung* », S. 7-11, Hannover 1952.
- Geologische und hydrologische Voraussetzungen für Horizontalfilterbrunnen. — *Das Gas- und Wasserfach*, **94**, S. 605-612, München 1953.
- PRINZ, E. : Seitliche Beeinflussung der Fassungen durch benachbarte Oberflächenwasser. — In PRINZ, E. : *Handbuch der Hydrologie*, S. 387-393, Berlin (Julius Springer) 1923.
- PUTZER, Hannfrit : Künstliche Auffüllung des Grundwasserspiegels (Recharge). — *Bohrtechn./Brunnenbau*, **1**, S. 365-368, Berlin 1950.
- RORABAUGH, M. J. : Stream-bed percolation in development of water supplies. -- *Union géod. et géophys. internat., Ass. internat. d'Hydrologie scient., Assemblée générale de Bruxelles* 1951, **2**, S. 165-174 Louvain o. J. (1951).
- SCHNEIDER, Hans : Geologie und Grundwasserchemie. — In « *Die Wasseraufbereitung als wissenschaftliche Aufgabe und ihre praktische Durchführung* S. 8-16, Hannover 1949.

DIE VERSALZUNG VON KUESTENNAHEN GRUNDWASSERN, DARGESTELLT AN EINEM TEIL DER DEUTSCHEN NORDSEEKÜSTE

von

Wolfgang RICHTER und Herbert FLATHE

Amt für Bodenforschung, Hannover

Summary :

The distribution between freshwater and saltwater in the underground of the western coastal area of East Frisia, has been determined by approximately 300 geoelectrical soundings and a great number of boreholes. It shows conditions which appear to be typical for coastal salinity and which are the result of a succession of salting and edulcoration processes, caused mainly by holocene trans- and regressions of the North Sea.

Due to the Pre-Roman Transgression, the freshwater-saltwater interface has, probably penetrated farthest inland around 100 B. C. about as far as the present-day edge of the higher lying areas. After this time, by virtue of a regression of the North Sea, a conversion of the hydrostatic pressure gradient took place, after which an edulcoration began, that possibly has as yet not come to an end. The fresh water advanced farthest in the regions outside and between the bays of Kampen and Sielmönken and the Ley-Bay, so that there is a striking parallelism between these bays and the outcrop of the freshwater — saltwater interface.

Geological deductions regarding the occurrence of fresh and salt water in the underground are put forward.

* * *

1. Einleitung

Die Versalzung des Grundwassers in küstennahen Gebieten (« Küstenversalzung ») ist eine oft zu beobachtende Erscheinung, die auf dem Eindringen von Meerwasser in den Untergrund beruht. Sie umfasst hinsichtlich ihrer Entstehung und ihrer zeitlichen Veränderung eine Reihe hydrogeologischer Fragen, deren Klärung schon seit langem angestrebt wird.

Im folgenden soll versucht werden, am Beispiel des westlichen Küstengebietes Ostfrieslands (siehe Abb. 1), in welchem zahlreiche geoelektrische Messungen die Verbreitungsgrenze zwischen süßem und versalztem Grundwasser genauer ermittelt haben, einen Beitrag für die Klärung der genannten Fragen zu liefern. Hierbei werden die Versalzungserscheinungen in Beziehung gesetzt zu der erdgeschichtlichen Entwicklung und zum geologischen Bau des behandelten Gebietes.

Bevor in den Kapiteln 4 — 6 die Ergebnisse der geoelektrischen Messungen und die Süß- Salzwasser — Verhältnisse im ostfriesischen Küstenraum im einzelnen geschildert und in den erdgeschichtlichen Rahmen gestellt werden, sollen kurz die allgemeinen Ursachen für Küstenversalzungen und ihre Erscheinungsformen behandelt (Kapitel 2) und die geologischen und allgemeinen hydrogeologischen Verhältnisse des untersuchten Gebietes dargelegt (Kapitel 3) werden.

2. Allgemeine Ursachen von Küstenversalzungen und ihre Erscheinungsformen

Eine Versalzung von Grundwasser durch den Einfluss des Meeres erfolgt im wesentlichen dann, wenn das Süßwasser mit dem Meer bzw. mit dessen salzwasser-

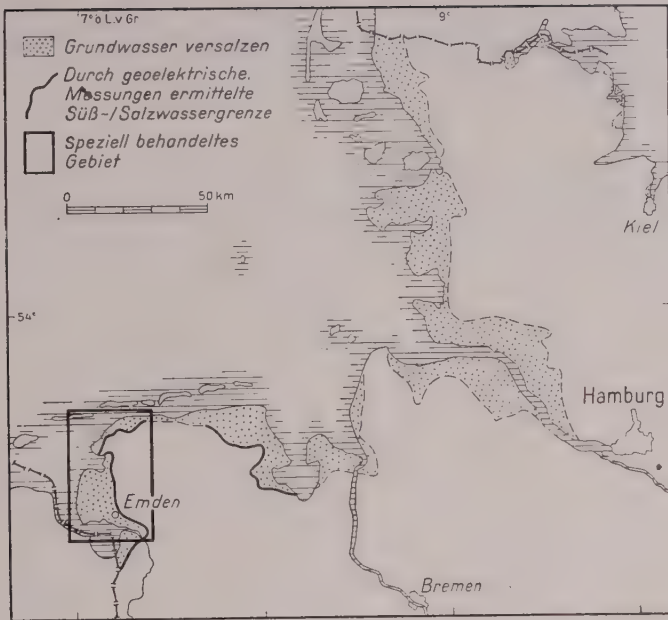


Abb. 1

Gebiete mit versalzenem Grundwasser an der deutschen Nordseeküste. Nach F. HALLENBACH, H. L. HECK, Th. WEVERINK und den Autoren.

führendem Untergrund in einem hydraulischem Zusammenhang steht und wenn ein hydrostatisches Druckgefälle vom Meer zum Süßwasserkörper vorhanden ist. Das Salzwasser dringt solange landeinwärts vor, bis der Druckunterschied nahezu ausgeglichen ist und sich praktisch ein Gleichgewicht ausgebildet hat. Daraus ergibt sich, dass eine Versalzung in Küstengebieten nur dann stattfindet, wenn entweder eine Erniedrigung des Süßwasserspiegels oder eine Erhöhung des Meerwasserspiegels erfolgt. Umgekehrt wird bei einem hydrostatischen Druckgefälle vom Festland zum Meer eine Aussüßung erfolgen. Die Zeit, welche zur Herbeiführung eines Gleichgewichtszustandes nötig ist, hängt — bei gleichbleibenden klimatischen Verhältnissen — von den Durchlässigkeiten im Untergrund, von der Größe des hydrostatischen Druckunterschiedes und von den dynamischen Druckverhältnissen ab.

Das Vorrücken des Salzwassers wird, entsprechend den Unterschieden zwischen den spezifischen Gewichten von Süß- und Salzwasser überwiegend durch die Schwerkraft und nur in vereinzelten Fällen durch dynamische Kräfte bewirkt. Das Salzwasser unterschichtet beim Eindringen das Süßwasser. Die Grenzfläche zwischen beiden Wässern taucht deshalb in der Regel in der Richtung zum Süßwasserkörper ein, wobei ihr Neigungswinkel gemäss den Durchlässigkeitsunterschieden des Untergrundes verschieden gross sein kann. Zwischen den Gebieten mit reinem Meerwasser und denen mit reinem Süßwasser befindet sich i.a. eine wechselnd mächtige Zwischenzone von Brackwasser. Es wird beobachtet, dass der Uebergang vom Süß- zum Brackwasser in der Regel sprunghaft erfolgt, wobei die Grenzfläche, die sogenannte « Süß- Salzwasser-Grenze » aus einer geringmächtigen Zone vom Mischwasser besteht. Ähnliche Konzentrations sprünge sind auch aus dem Bereich der Brackwasserzone bekannt.

3. Die geologischen und die allgemeinen hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich der Westküste Ostfrieslands

Die folgenden Ausführungen sind auf die zu behandelnden Fragen der Versalzungserscheinungen im ostfriesischen Küstenbereich zugeschnitten und geben

keine erschöpfende Darstellung der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse.

Der zu schildernde Raum umfasst in geologischem Sinne das vergleichsweise einfache Gebiet zwischen Norden und Emden und das sich nach Osten anschliessende, komplizierter gebaute Gebiet zwischen Emden und Tergast.

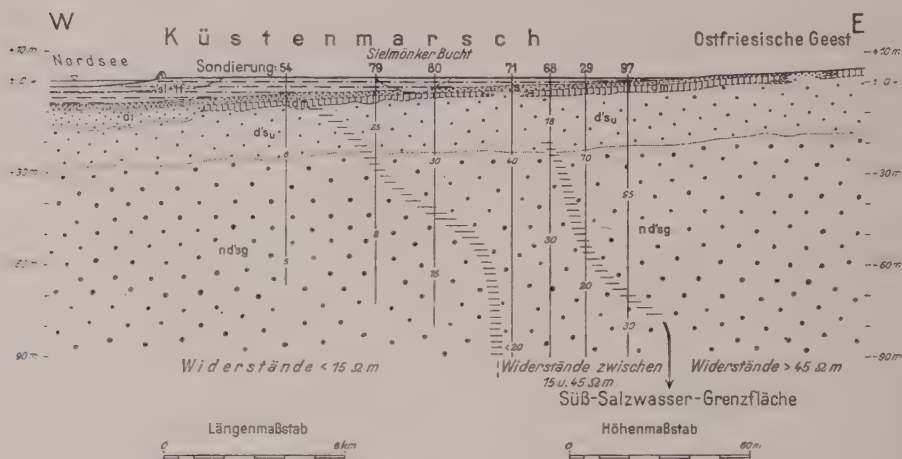


Abb. 2

Schnitt durch die Krummhörn (Lage s. Abb. 8). — Es bedeuten 'sl + 'tf : holozäne Schlick und Basistorf; 's : holozäne und jungpleistozäne Feinsande; di : Fein- und Mittelsande des Riss-Würm-Interglazials; d'm : riss-eiszeitliche Grundmoräne; d'su : risseiszeitliche Sande; nd'sg : ?altpleistozäne bis ?pliozäne Kiese und Sande.

Einen Einblick in die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Emden und Norden gibt die abb. 2. Ueber Feinsanden, Schluffen und Tonen des Miozän liegen i.M. 100 m mächtige pliozäne bis frühholozäne Kiese und Sande, über denen 10-20 m mächtige riss-eiszeitliche Vorschüttungssande und untergeordnet -kiese abgelagert wurden. Sie werden überdeckt von der riss-eiszeitlichen Grundmoräne. Diese wurde im Riss-Würm-Interglazial im südlichen Teil der Krummhörn durch das Eem-See erodiert: in der dabei geschaffenen Rinne kamen fluviatile und brackische Feinsande zur Ablagerung. In den vom Eem-See nicht überfluteten Gebieten wurden während dieser Zeit örtlich Flugsande abgelagert.

Während der Würm-Eiszeit und im frühen Holozän (Präboreal und Boreal) war unser Gebiet Festland. Die Küste der damaligen Nordsee lag nördlich der Doggerbank. In unserem Gebiet wurden zu dieser Zeit wiederum Flugsande abgelagert. Im Boreal begann dann die holozäne Transgression der Nordsee. Die Küstenlinie rückte nach Süden vor und erreichte etwa 5000 Jahre v. Chr. Geb. unser Gebiet. Der ostfriesische Küstenraum wurde seit dieser Zeit in mehreren Phasen (s. Abb. 3) überflutet, wobei Schlicke über Moorablagerungen (Basistorf) zum Absatz gelangten. Auf den Ablauf der Überflutungen wird bei der Besprechung der Versalzungsvorgänge näher eingegangen.

Im Raum zwischen Emden und Tergast liegen andere geologische Verhältnisse vor als im vorhergehend besprochenen Gebiet. Während die Ausbildung und Lagerung der spätpleistozänen und holozänen Schichten etwa die gleiche ist wie dort, zeigt der geologische Bau im Tiefenbereich unter durchschnittlich — 15 m NN einen grundsätzlich anderen Charakter (s. Abb. 4). Dieser ist bedingt durch die Einschaltung eines vermutlich jungtertiären «Tones» und durch das Auftreten des mindeleiszeitlichen Lauenburger Tones. Bei dem jungtertiären «Ton» handelt es sich um einen durchschnittlich 5 m mächtigen tonigen, schwach feinsandigen Schluff; er liegt zwischen etwa — 45 und — 60 m NN. Der Lauenburger Ton besteht aus Tonen und

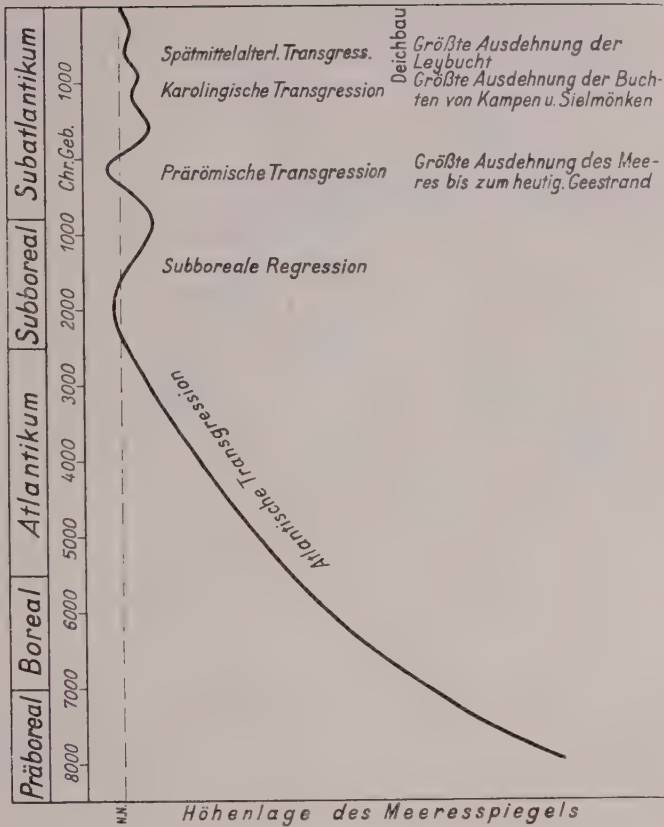


Abb. 3

Höhenlagen des Spiegels der holozänen Nordsee. Nach GODWIN aus C. SCHOTT (1950), ergänzt nach J. P. BAKKER (1953).

Schluffen, in welchen dünne Feindsandlagen zwischengeschaltet sind; er ist bis 40 m mächtig. Sowohl die Unter- als auch die Oberfläche des Lauenburger Tons haben eine unregelmässige Gestalt und schwanken stark in ihren Tiefenlagen. Der jungtertiäre Ton und der Lauenburger Ton stellen, grossräumig gesehen, Linsen dar, deren Verbreitungsgrenzen bisher nicht in allen Einzelheiten bekannt sind.

Von besonderer Bedeutung für die später zu behandelnden hydrogeologischen Fragen ist die petrographische Ausbildung und damit die Durchlässigkeit der holozänen Schichten, die der Grundmoräne sowie die des Lauenburger und des jungtertiären Tones.

Die oberflächennah liegenden Schlickschichten sind infolge hohen Gehaltes an Schluff sowie geringer Tonanteile im Vergleich zu Sanden und Kiesen sehr viel weniger durchlässig. Es handelt sich bei den Schlickern um « Halbleiter », in denen Wasser, wenn auch vergleichsweise langsam, zirkulieren kann. Auch die Basistorfe sind nicht völlig undurchlässig.

Die Grundmoräne besteht in der Regel aus einem tonigen Schluff, dem Sand, Kies und Steine regellos und in wechselnden Anteilen beigemischt sind. Die Grundmoräne weist an vielen Stellen einen so stark verminderten Gehalt an tonigen und schluffigen Komponenten auf, dass sie, weiträumig gesehen, als Halbleiter wirkt: örtlich ist ihre Durchlässigkeit sogar so gross, dass sie dann als Grundwasserleiter gelten muss.

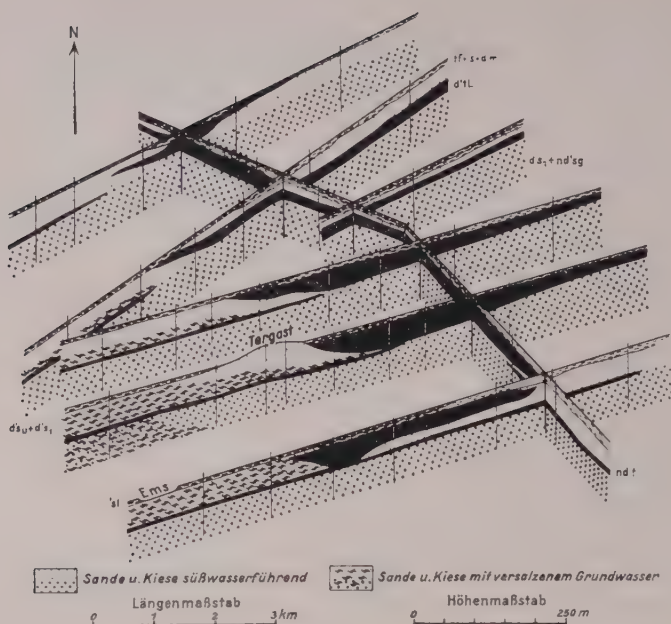


Abb. 4

Schnitte durch das Gebiet Tergast. — Es bedeuten 'sl' : holozäner Schlick; 'tf' + 's' + 'd m' : holozäner Basistorf + holozäne und jungpleistozäne Sande + risseiszeitliche Grundmoräne; 'd's' + 'd's₁' risseiszeitliche und altpleistozäne Sande, untergeordnete Kiese; 'd't_L' : Lauenburger Ton; 'nd't' : ? altpleistozäner oder ? jungtertiärer Ton; 'd's₁' + 'nd'sg' : ? altpleistozäne bis ? pliozäne Kiese und Sande.

Sowohl der Schlick als auch der Torf und vor allem die Grundmoräne sind für Wasser durchlässig; die Fließgeschwindigkeiten sind in ihnen jedoch erheblich verringert, so dass sich die Durchlässigkeit für Wasser nur über längere Zeiträume bemerkbar macht.

Im Vergleich zu den oben genannten Schichten stellen der Lauenburger Ton und der jungtertiäre Ton Grundwassersohlschichten dar. Sie müssen — auch über sehr lange Zeiten gesehen — als praktisch undurchlässig gelten.

Im Raum zwischen Emden und Norden sind, entsprechend dem geologischen Bau, die hydrogeologischen Verhältnisse vergleichsweise einfach. Für die im Folgenden zu besprechenden Probleme wird man, wenn man von Einzelheiten absieht, die gesamte Schichtenfolge von sandig-kiesigen Jungtertiär bis zum Holozän als ein einheitliches Grundwasserstockwerk auffassen müssen. Dieses ist bis zu einer durchschnittlichen Tiefe von 15 m unter NN aus durchlässigen Schichten (Flugsande) und solchen von erheblich geringerer Durchlässigkeit (Schlick, Torf, Grundmoräne) aufgebaut. Es folgen bis in Tiefen von etwa 150 bis 200 m frühriss-eiszeitliche und pliozäne Sande und Kiese mit hohen Durchlässigkeiten. Das Liegende und damit die tiefste Grundwasser-Sohlschicht bilden vermutlich miozäne Schluffe und Tone. Das geschilderte Grundwasserstockwerk steht einerseits mit dem Meer und andererseits mit dem Grundwasserkörper des Geestgebietes in hydraulischem Zusammenhang.

Im Gebiet zwischen Emden und Tergast liegen andere hydrogeologische Verhältnisse vor. Die Einschaltung der wasserundurchlässigen Schichten des Lauenburger Tons und des jungtertiären Tons bedingt, dass i.a. zwei, örtlich auch drei Grundwasserstockwerke entwickelt sind. Infolge der linsenförmigen Gestalt der tonigen Zwischen-

schichten stehen die Stockwerke, grossräumig gesehen, sowohl mit einander als auch mit dem Grundwasserkörper der Geest und mit dem Meer in hydraulischem Zusammenhang.

4. Die geoelektrischen Messungen und ihre Auswertung

In dem auf der Abb. 1 umrahmten Gebiet wurden in den Jahren 1951/52 durch das Amt für Bodenforschung, Hannover, fast 300 geoelektrische Messungen durchgeführt, deren Ziel es war, eine geeignete Stelle für die Errichtung eines grossen Wasserwerkes zu ermitteln sowie Grundlagen für die Erweiterung eines bestehenden Wasserwerkes zu schaffen.

Entsprechend dem geologischen Bau des Gebietes und der Eindringtiefe der Messungen werden im Folgenden nur die Süss- Salzwasserhältnisse in den Tiefen zwischen — 20 und — 100 m NN behandelt und dargestellt. Der Tiefenbereich zwischen 0 bis — 20 m braucht nicht betrachtet zu werden : Er ist, wie bereits besprochen, überwiegend aus gering bis sehr gering durchlässigen Schichten mit sehr unterschiedlichen spezifischen Widerständen aufgebaut, denen nur geringmächtige sandige Schichten eingelagert sind. Eine exakte Erfassung der Grundwasserhältnisse in diesem Tiefenbereich wäre deshalb mittels der in weiten Punktabständen durchgeführten geoelektrischen Messungen nur vereinzelt möglich und die vergleichsweise wenigen Bohrungen lassen keine eindeutigen Schlüsse zu.

Zur Auswertung der Messungen ist folgendes zu bemerken : Der spezifische elektrische Widerstand R eines Grundwasserleiters bestimmt sich, soweit es sich um lockere oder höchstens leicht verfestigte reine Sande und Kiese handelt, nach der Formel von ARCHIE

$$R = \frac{R_w}{p^m S^2}$$

wobei R_w = spezifischer Widerstand des Porenwassers

p = Porosität

m = Zementationsfaktor (für lockere Sande 1,3)

S = Sättigung

ist.

Auf Grund von Anschlussmessungen an im Raume der Leybucht niedergebrachten Bohrungen und durch Vergleiche von Wasseranalysen zahlreicher Brunnen mit den aus den Messdiagrammen errechneten wahren Gesteinswiderständen beträgt der Faktor, mit dem der spezifische Widerstand des Grundwassers zu multiplizieren ist, um den spezifischen Widerstand des Grundwasserleiters zu erhalten, ungefähr 5.

Dieser Faktor dürfte nahezu für das gesamte vermessene Marschen- und Geestgebiet gültig sein. Einem Cl^- -Gehalt von 250 bis 300 mg/l (sogenannte Geschmacks-grenze) im Grundwasser ist generell ein spezifischer Widerstand von 45 Ω m für den Grundwasserleiter zuzuordnen.

Hierbei ist vorausgesetzt, dass der Grundwasserleiter im ganzen vermessenen Gebiet im Tiefenbereich von — 20 bis — 100 m NN keine wesentlichen Schwankungen hinsichtlich seines Gehaltes an tonigen Beimengungen aufweist. Diese Annahme ist insofern berechtigt, als die bisher dort niedergebrachten Bohrungen, abgesehen von einigen Ausnahmen keine augenfälligen Unterschiede in dieser Hinsicht gezeigt haben.

Bei der Festlegung der Salz-Süsswassergrenze (vgl. Abb. 5) wurde auf folgende Weise vorgegangen : Die geoelektrischen Messungen wurden einzeln ausgewertet. Für jeden Punkt wurde ein Widerstandsprofil bestimmt, welches die aus den Messdiagrammen errechneten wahren spezifischen Gesteinswiderstände in Abhängigkeit von der Tiefe enthält. Wo Süsswasser über Salzwasser geschichtet ist, kann auf Grund elektrischer Messungen allein nicht entschieden werden, ob eine scharfe Grenze vorliegt oder eine geringmächtige Mischzone vorhanden ist, da in solchen Fällen die Messkurven äquivalent sind, d.h. ihre Abweichungen voneinander innerhalb der Messgenauigkeit liegen (s. Abb. 6). Die Tiefenlage der Salz-Süsswassergrenze ist also aus einer einzelnen Sondierung günstigenfalls im Mittel annähernd festzulegen. Es erscheint aus diesem Grunde zweckmässiger und dem elektrischen Verfahren angepasster, die Messungen untereinander in Beziehung zu setzen, d.h., von der

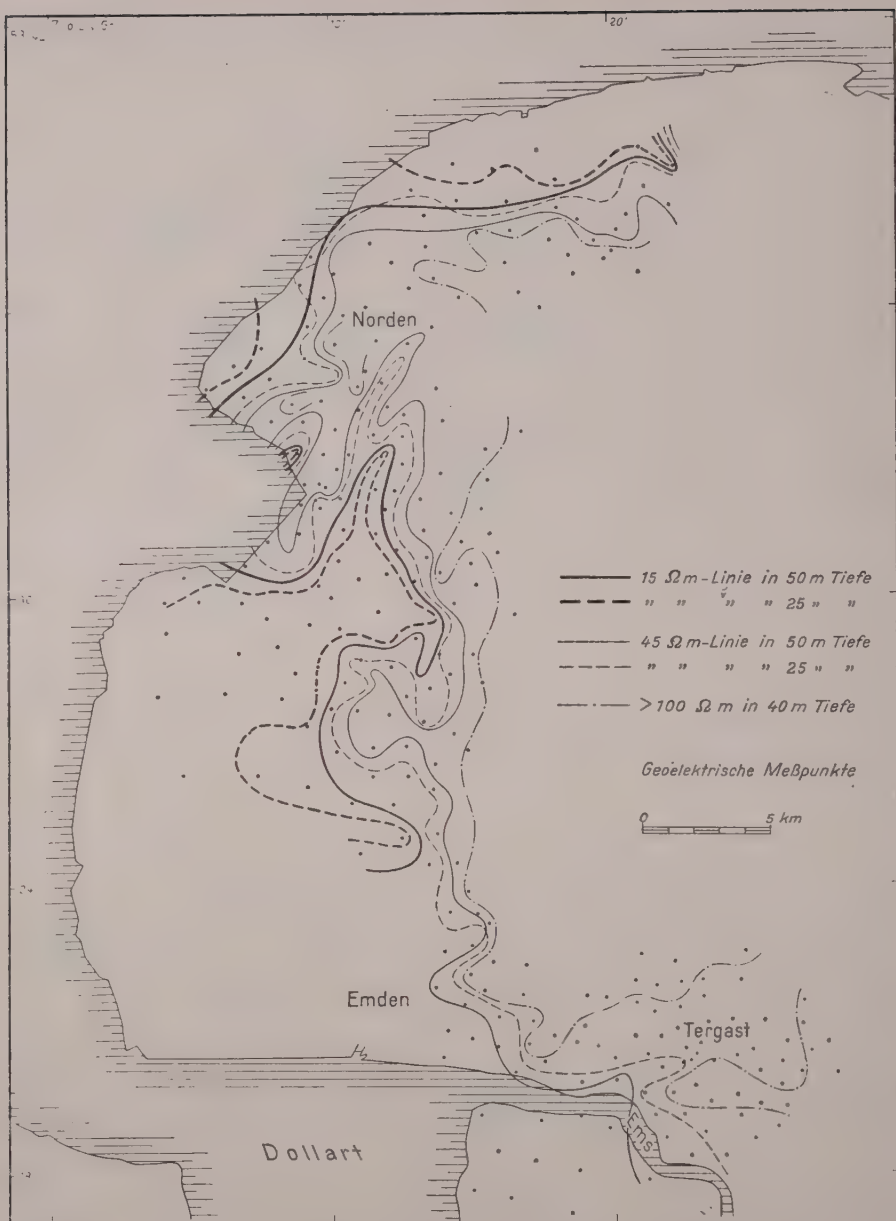


Abb. 5

Linien gleicher spezifischer Widerstände im Untergrund des westlichen ostfriesischen Küstenraumes.

Gesamtheit der Messpunkte auszugehen und aus den Einzelsondierungen diejenigen Widerstandsdaten zu verwenden, die durch das Äquivalenzprinzip nicht wesentlich beeinflusst sind. Es wurden Horizontalschnitte in 25 und 50 m Tiefe gelegt und in beiden Ebenen die durch Interpolation zwischen den Messpunkten gewonnene

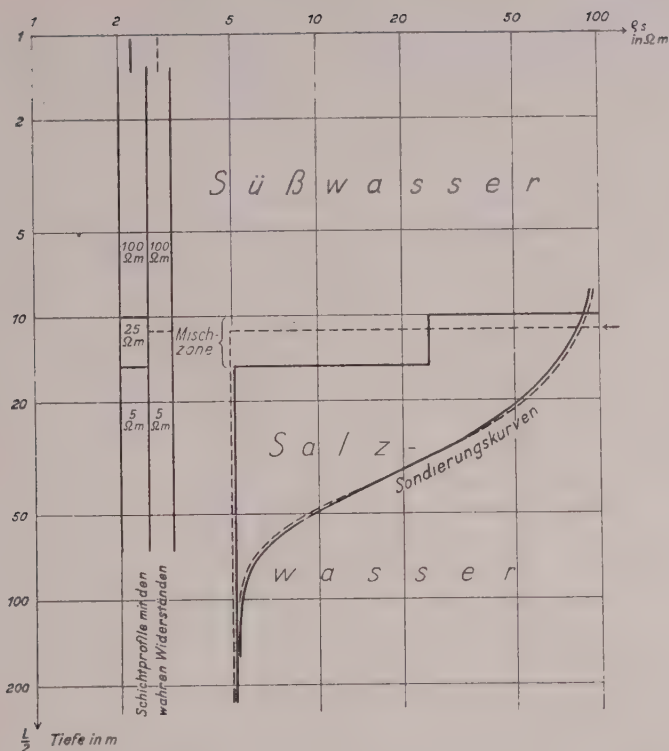


Abb. 6

Aequivalenzprinzip. Süßwasser über Salzwasser mit und ohne Mischzone.

$\frac{L}{2}$ = halber Elektrodenabstand in Meter; ρ_s = gemessener, sogenannter «scheinbarer Widerstand».

45 Ω m-Linie — entsprechend einem Cl-Gehalt von 250 bis 300 mg/l — gezeichnet. Es wird damit jedoch über die Versalzungsverhältnisse längs dieser 45 Ω m-Linie in der betr. Tiefe keine Aussage gemacht. Insbesondere wird man im Untergrund einen spezifischen Widerstand von 45 Ω m längs der Linie im allgemeinen gar nicht antreffen. Da die Linie das Ergebnis einer Interpolation ist, besagt sie lediglich, dass an den landeinwärts gelegenen Messpunkten die elektrischen Widerstände grösser (Süßwasser), an den meerwärts gelegenen kleiner (versalzenes Wasser) sind (s. Abb. 2 und 7). Die so erhaltene Salz-Süßwassergrenze in zwei verschiedenen Tiefenbereichen vermittelt indirekt eine Vorstellung über den tatsächlichen Verlauf und die Gestalt dieser Grenzfläche.

Zur Heraushebung der Gebiete mit hochgradiger Versalzung (> 1000 mg/l Cl⁻) wurde noch die 15 Ω m-Linie ebenfalls für zwei Teufen ermittelt.

Im Raum zwischen Emden und Tergast bedingt der jungtertiäre Ton eine etwas andere Art der Auswertung der Messkurven. Der Ton wirkt zwar elektrisch als guter Leiter, er tritt jedoch wegen seiner geringen Mächtigkeit und grossen Tiefenlage im Kurvendiagramm nicht hervor. Der Ton lässt sich nur dort indirekt erkennen, wo das über ihm befindliche Grundwasserstockwerk — zumindest in seinem tieferen Teil — versalzen ist, während in dem Stockwerk unter dem Ton Süßwasser vorhanden ist: Die über dem Ton liegenden salzwasserführenden Sande bilden zusammen mit dem Ton eine hinreichend mächtige Schicht guter elektrischer Leitfähigkeit, die sich von den schlechter leitenden süßwasserführenden Sanden des unteren Grundwasser-

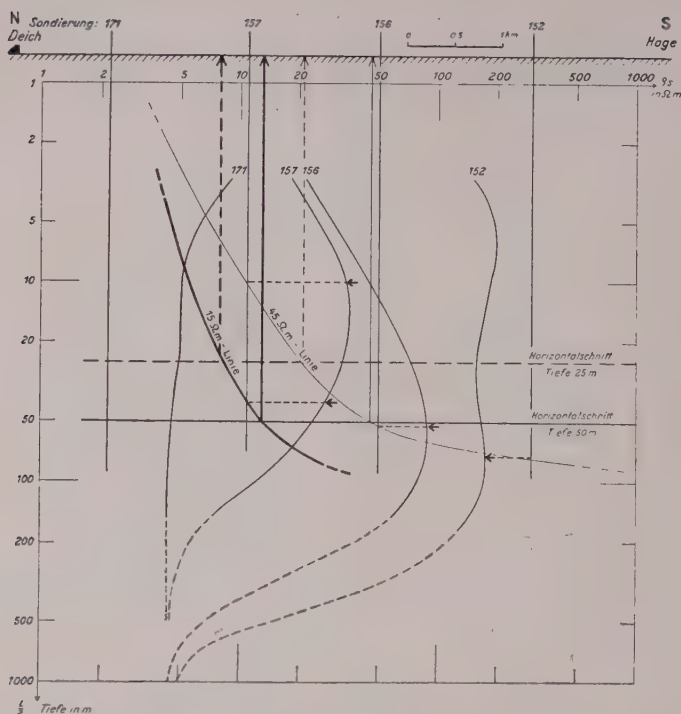


Abb. 7

Profil nordwestlich Hage. Verlauf der Süss-Salzwasser-Grenze und der Zone hochgradiger Versalzung als Ergebnis einer Interpolation aus den Widerstandswerten von vier Sondierungskurven. Die Widerstände, Elektrodenentfernungen und die Tiefen sind in logarithmischem Maszstab, die Abstände der Messpunkte in linearem Maszstab dargestellt.

$\frac{L}{2}$ = halber Elektrodenabstand in Metern.

ρ_s = gemessener, sogenannter « scheinbarer Widerstand ».

stockwerks abhebt; letztere bewirken einen erneuten Anstieg des gemessenen scheinbaren Widerstandes ρ_s . Wo sich beide Grundwasserstockwerke in ihrer Versalzung nicht wesentlich unterscheiden, kann der jungtertiäre Ton geoelektrisch nicht erkannt werden.

Sowohl für das Gebiet zwischen Norden und Emden als für das zwischen Emden und Tergast gilt, dass die aus den Sondierungskurven errechneten spezifischen Widerstände mit den Ergebnissen von Bohrungen und Wasseranalysen in hinreichendem Masse übereinstimmen. Es wurde deshalb der Uebersichtlichkeit wegen darauf verzichtet, auf den beigegebenen Karten Bohrprofile und chemische Daten mit darzustellen.

5. Die Ergebnisse der geoelektrischen Messungen

In der Abb. 5 wurden die 45Ω m-Linie und die 15Ω m-Linie jeweils in 25 und 50 m Tiefe unter NN dargestellt.

Der Verlauf der beiden 45Ω m-Linien vermittelt nur im Gebiet zwischen Norden und Emden eine Vorstellung über die Gestalt der Grenzfläche zwischen dem süßen und versalzten Grundwasser im Tiefenbereich zwischen — 20 und — 60 m NN. Im Gebiet zwischen Emden und Tergast ist dieses nicht möglich, da hier zwei Grund-

wasserstockwerke vorhanden sind; wohl aber gewinnt man einen Eindruck über die Grösse der Bereiche mit versalzenen Grundwässern in den beiden Stockwerken. Die gestrichelte 45 Ω m-Linie zeigt die Grenze in 25 m Tiefe im oberen und mittleren Teil des ersten Grundwasserstockwerks, während die ausgezogene 45 Ω m-Linie sich auf den oberen Teil des zweiten Stockwerkes in 50-60 m Tiefe unmittelbar unter dem jungtertiären Ton bezieht (vgl. Abb. 4).

In beiden Gebieten fällt die Süss-Salzwassergrenze — wie zu erwarten — landeinwärts ein. Infolge verschiedener Durchlässigkeiten des Untergrundes ist der Neigungswinkel der Grenzfläche zwischen Süss- und Salzwasser verschieden gross, wodurch diese eine wechselnde Gestalt aufweist. Da im Gebiet zwischen Emden und Norden die Eindringtiefe der geoelektrischen Sondierungen nur 75 bis 100 m betrug, kann der Verlauf der Grenzfläche nach der Tiefe zu bzw. landeinwärts nicht weiter verfolgt werden. Man kann jedoch annehmen, dass sie in Tiefen unter 120 m allmählich in das im Tiefenbereich von etwa 150 m beginnende versalzene Tiefengrundwasser (vgl. WAGER, R., 1954) übergeht. Anhaltspunkte hierfür geben die Messungen im Raum zwischen Emden und Tergast, wo die Eindringtiefe der Sondierungen über 100 m hinaus ging. Hier konnte das versalzene Tiefengrundwasser an mehreren Stellen in Tiefen von etwa 120 m und darunter nachgewiesen werden.

6. Die Entstehung der heutigen Süss-Salzwasser-Verhältnisse im westlichen Küstengebiet Ostfrieslands

Vergleicht man den Verlauf der Süss-Salzwasser-Grenze mit der erdgeschichtlichen Entwicklung und dem geologischen Bau des untersuchten Gebietes (vgl. Abb. 2, 3, 4 und 8), so ist die Süss-Salzwasser-Verbreitung im westlichen ostfriesischen Küstenraum im wesentlichen auf Versalzungs- und Aussüßungsvorgänge zurückzuführen, welche während des Holozäns stattgefunden haben.

Die letzte Versalzung, welche vor dieser Zeit stattfand, wird sehr wahrscheinlich im Riss-Würm-Interglazial erfolgt sein, als die Transgression des Eem-Meeres bis an die heutige Küstenlinie reichte. Da bei der nachfolgenden Regression sich die Nordsee bis nördlich der Doggerbank zurückzog, kann man annehmen, dass in der Zeit zwischen dem Riss-Würm-Interglazial bis zum frühen Holozän, eine Spanne, die etwa 100 000 Jahre umfasst, der Küstenbereich zumindest bis in die Teufen, die hier betrachtet werden, wieder ausgesüßt wurde.

Im Atlantikum erreichte die holozäne Transgression unser Gebiet. Das Meer drang zuerst in die frühholozäne Ems sowie in die damals bereits vorhandenen Buchten von Kampen und Sielmönken ein und überflutete von diesen ausgehend das weitere Gebiet. Die grösste Ausdehnung der atlantischen Nordsee, also die zugehörige Küstenlinie, ist nicht bekannt, man weiss aber, dass die Bucht von Kampen bereits 5000 Jahre v. Chr. Geb. überflutet war.

Da während der atlantischen Transgression eine Verminderung der Höhenunterschiede zwischen Festland und Meer um mehr als 20 m erfolgte und da nicht mit wesentlichen Erhöhungen der Niederschläge in dieser Zeit gerechnet werden kann, entstand im Atlantikum ein hydrostatisches Druckgefälle zum Festland.

Hierdurch erfolgte eine Versalzung des Grundwassers im ostfriesischen Küstenraum. Diese dürfte von den zuerst überfluteten jung-holozänen Rinnen ihren Ausgang genommen haben. Da, wie oben erwähnt, es nicht bekannt ist, wo während des Maximums der atlantischen Transgression die Küstenlinie verlief, kann man keine Vorstellung darüber gewinnen, wie weit in jener Zeit versalzenes Wasser im Untergrund landeinwärts gedrungen ist.

Zwischen 2200 und 800 v. Chr. Geb. erfolgte (W. HAARNAGEL, 1950) die Subboreale Regression der Nordsee. Die damalige Küstenlinie ist von der heutigen nicht weit entfernt gewesen. Eine in jener Zeit erfolgte Aussüßung dürfte deshalb nur ein geringes Ausmass erreicht haben, zumal im Subborel — nach bisher vorliegenden pollenanalytischen Untersuchungen — ebenfalls keine wesentlichen Niederschlags erhöhungen stattgefunden haben.

Im frühen Subatlantikum begann die letzte Versalzung unseres Gebietes. Etwa zwischen 300 und 100 v. Chr. Geb. setzte eine Folge von Transgressionen (J. P. BÄCKER, 1953) ein. Die Nordsee erreichte um 100 v. Chr. Geb. mit der Präromischen Transgression — WILDVANGS «Katastrophaler Einbruch der Nordsee» — ihre weiteste Ausdehnung, bis zum heutigen Geestrand (s. Abb. 8). Nach einer kurzen

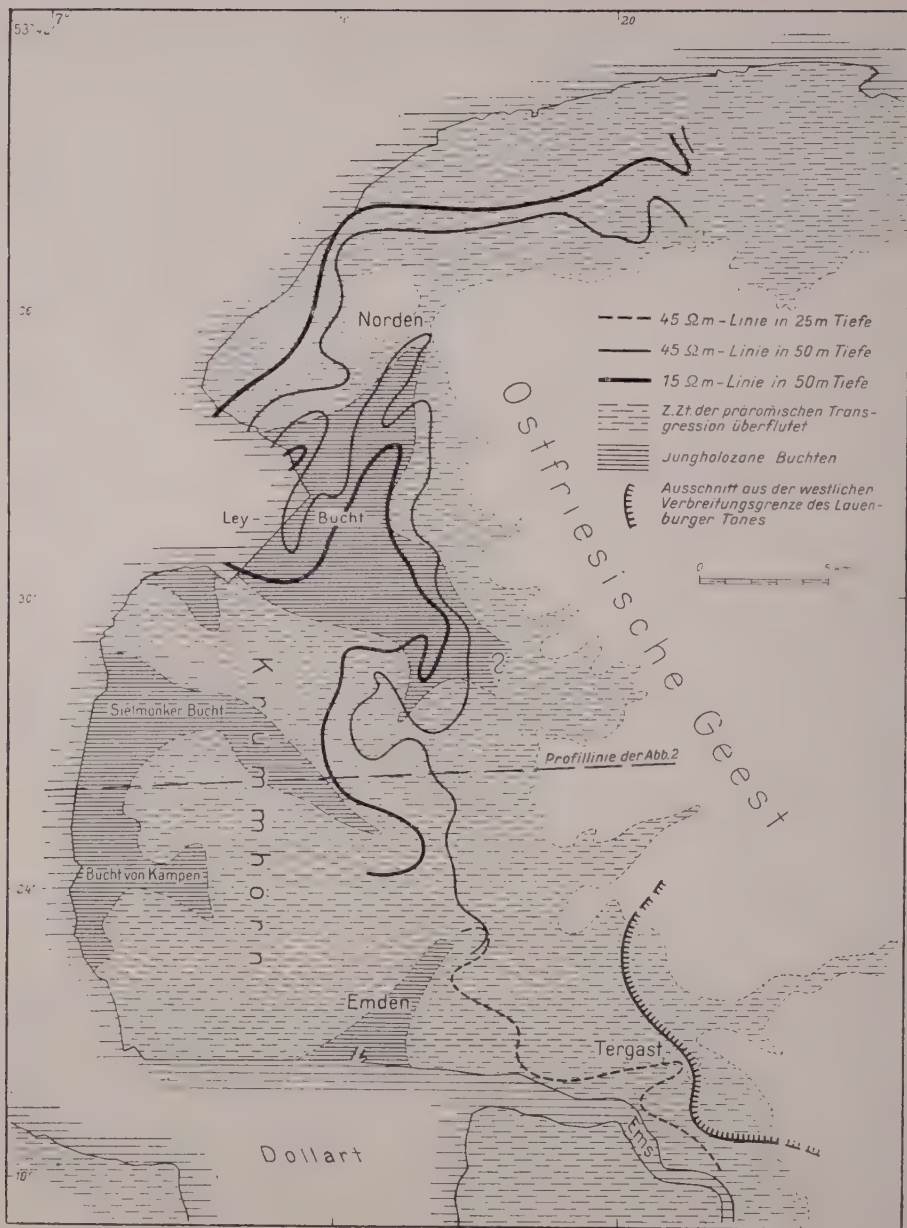


Abb. 8

Im Subatlantikum überflutete Gebiete (nach D. WILDEVANG, 1938) und die heutige Verbreitung des versalzenen Grundwassers im westlichen ostfriesischen Küstenraum.

Regressions- bzw. Stillstandsphase erfolgte die Karolingische Transgression (800 bis 950 n. Chr. Geb.). Diese reichte vielleicht nicht so weit wie die Präromische, jedoch erreichten zu dieser Zeit die Buchten von Kampen und Sielmonken ihre grösste Ausdehnung, während die Leybucht erst während der letzten Transgression,

der Spätmittelalterlichen (1250-1500 n. Chr. Geb.), am weitesten ausgeräumt wurde. Bald nach 1000 n. Chr. Geb. begann die Eindeichung unseres Gebietes, das von diesem Zeitpunkt an mehr und mehr zum Festland wurde.

Diese jüngeren Ueberflutungen haben das Bild der atlantischen Versalzung stark verändert.

Gegen Ende der Prärömischen Transgression wird die Süß-Salzwasser-Grenze am weitesten zum Festlandinnern vorgerückt gewesen sein. Bei dem gegebenen geologischen Bau kann man annehmen, dass zu dieser Zeit die Versalzungsgrenze im ostfriesischen Küstenraum etwa bis zum heutigen Geestrand (s. Abb. 8) gereicht hat. Heute jedoch verläuft die Süß-Salzwasser-Grenze im Mittel 4-5 km vom Geestrand entfernt. Es liegt deshalb der Schluss nahe, dass seit 100 v. Chr. Geb. eine Aussüßung stattfand. Diese kann nur auf einer Umkehrung des hydrostatischen Druckgefälles beruhen. Da nach der Prärömischen Transgression nicht damit gerechnet werden kann, dass die versickernden Niederschlagsanteile sich im Laufe der Zeit vergrößert hätten, wird die Ursache für die Umkehrung des Druckgefälles und damit für die Aussüßung auf einer Regression beruhen, die nach der Prärömischen Transgression stattfand. Zwar stieg nach 600 n. Chr. Geb. der Meeresspiegel wieder an, ob dieses jedoch bis heute zu einer nochmaligen Umkehr des hydrostatischen Druckgefälles — d.h. nunmehr vom Meer zum Festland — geführt hat, kann z. Z. noch nicht entschieden werden.

Die Annahme einer bis in die jüngste Zeit erfolgten Aussüßung wird durch die Süß-Salzwasser-Verhältnisse im Gebiet zwischen der Leybucht und Norden gestützt. Im Bereich der Leybucht sowie in dem der Buchten von Sielmönken und Kampen herrscht eine auffällige Parallelität zwischen dem Verlauf der Buchtenränder und dem der Süß-Salzwasser-Grenze. Dieses erklärt sich daraus, dass die Buchten bis in die Neuzeit hinein mit Meer- bzw. Brackwasser erfüllt waren und erst spät verlandeten. Offenbar ist dadurch der Vorgang der Aussüßung in den Buchten selbst gegenüber den dazwischen liegenden Gebieten stark verzögert worden. Oertlich sind jedoch auch an den Buchtenrändern beginnende Aussüßungen erkennbar, wie z. B. südsüdwestlich und südsüdöstlich von Norden: Hier stoßen drei schmale Süßwasserbereiche in die Leybucht vor. In den beiden östlichen Zungen wird die Aussüßung nach 1600 n. Chr. Geb. begonnen haben, da dieses Gebiet erst nach dieser Zeit verlandete und eingedeicht wurde. Die auffällige Form dieser Süßwasserzungen ist auf Unterschiede in der Durchlässigkeit des Untergrundes zurückzuführen.

Im Gebiet von Tergast zeigt die Süß-Salzwasser-Grenze im ersten Grundwasserstockwerk in 25 m-Tiefe eine auffällig lange und schmale Einbuchtung landeinwärts. Es handelt sich dabei offenbar um ein Salzwasserrelikt. Die Verzögerung der Aussüßung an dieser Stelle kann damit erklärt werden, dass der Lauenburger Ton eine Verengung des Querschnittes des Grundwasserleiters hervorruft (s. Abb. 4). Der Lauenburger Ton hat hier sowohl seine grösste Mächtigkeit als auch seine grösste Tiefenlage in dem dortigen Gebiet.

Es ist jedoch im einzelnen noch nicht zu übersehen, ob und in welchem Masse die Entnahme von Süßwasser durch das Wasserwerk Tergast eine Verzögerung der Aussüßung zusätzlich beeinflusst.

Zusammenfassung

Im Vorstehenden wurden, wenngleich auf ein spezielles Beispiel bezogen, für Küstengebiete allgemein gültige geologische Überlegungen bezüglich der Veränderungen, welche sich für die Verbreitung von süßem und versalztem Grundwasser ergeben, dargestellt.

Die heutige Süß-Salzwasser-Verbreitung im Untergrund des westlichen Küstengebietes Ostfrieslands — ermittelt durch rund 300 geoelektrische Sondierungen und einer grösseren Zahl von Bohrungen — zeigt für marine Versalzungen offenbar allgemein charakteristische Erscheinungsformen. Diese sind in dem untersuchten Gebiet das Ergebnis einer Folge von Versalzungs- und Aussüßungsvorgängen, welche im wesentlichen durch die holozänen Trans- und Regressionen der Nordsee verursacht wurden.

Die Süß-Salzwasser-Grenze wird, bedingt durch die Prärömische Transgression, um 100 v. Chr. Geb. am weitesten landeinwärts, etwa bis zum heutigen Geestrand, vorgedrungen sein. Nach dieser Zeit erfolgte durch Regression der Nordsee eine Umkehrung des hydrostatischen Druckgefälles. Es begann eine Aussüßung, die wahrscheinlich heute noch nicht abgeschlossen ist. Das süsse Grundwasser drang in

den Gebieten ausserhalb und zwischen den erst spät verlandeten Buchten von Kampen und Sielmönken und der Leybucht am weitesten vor, so dass eine auffällige Parallelität zwischen diesen Buchten und der Süss-Salzwasser-Grenze besteht.

Bei unterschiedlichen Durchlässigkeiten des Untergrundes wird die Süss-Salzwasser-Grenze nicht in breiter Front, sondern zunächst in bevorzugten Bereichen verschoben. Dieses zeigen die Verhältnisse an den Rändern der Leybucht, wo Aussüssungen erst nach 1600 n. Chr. Geb. begannen.

Bei Verengung des Querschnittes des Grundwasserleiters infolge Einlagerungen von linsenförmigen, wasserundurchlässigen Schichten wird die Aussüssung verzögert, so dass halbinselförmige Relikte von Salzwasser weit landeinwärts reichen, wie z.B. bei Tergast. Entnahme von Süsswasser durch grössere Wasserwerke, die in solchen Gebieten stehen, können eine Verzögerung der Aussüssung zusätzlich beeinflussen.

SCHRIFTEN

- BAKKER, J. P. — Zijn de bijzonder hoge vloed en ons land in vroeghistorische en historische tijd aan bepaalde perioden gebonden? — *Folia Civitatis*, Maart 1953.
- HAAERNAGEL, H. — Das Alluvium an der deutschen Nordseeküste — *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*. Bd. 4 — Hildesheim 1950.
- SCHOTT, C. — Die Westküste Schleswig-Holsteins. — *Schrift. Geogr. Inst. Univ. Kiel XIII*. H. 4, 1950.
- WAGER, R. — Zum Chemismus tieferer Grundwässer in einem Teil Nordwestdeutschlands. — *Erscheint gleichzeitig in dieser Zeitschrift*.
- WILDEVANG, D. — Die Geologie Ostfrieslands. Mit einer Geologischen Übersichtskarte 1:100 000. — *Abh. Preuss. Geol. L. A. Neue Folge* H. 181, Berlin 1938.

ZUM CHEMISMUS TIEFERER GRUNDWAESSER IN EINEM TEIL NORDWESTDEUTSCHLANDS

von

Rudolf WAGER

Amt für Bodenforschung, Hannover

Summary.

The proportion of dissolved solids in groundwater at great depths and theories regarding its formation are dealt with for a large area of North West Germany. The region under review represents part of a mobile shelf with an often changing geological history, where a great number of domes of Permian salt came up at different times and to various heights.

In this area, prospecting for oil shows the existence of groundwater to approximately 4000 metres depth. The deeper groundwater horizons are mostly connected with the shallow groundwater. Generally speaking the proportion of dissolved solids in the deeper groundwater horizons is high. The chemical concentration and the quantity of dissolved solids of water is almost equal in marine rocks as in those of brackish to terrestrial origin, near salt domes and oil deposits as far away from them. The chemical concentration, however, depends on the average level of the salt dome tops.

The deeper groundwater horizons are to be regarded as fossile, but not as « connate water » in the sense of United States Literature.

* * *

I. — Der grundwasserführende Teufenbereich in Gebieten mit mächtigeren sedimentären Schichtenfolgen reicht offenbar erheblich tiefer, als bisher in der Literatur angegeben. Während beispielsweise bei FULLER (1906) mit einem Wert von etwa 1 500 m, bei LINDGREN (1935) mit etwa 3 000 m gerechnet wird, ist heute zu übersehen, dass auch mit den bislang tiefsten Bohrungen in Sedimentgesteinen die Untergrenze der Grundwasserführung noch nicht erreicht ist.

In Nordwestdeutschland ist durch Bohrungen bis etwa 4 000 m Teufe Wasser in Gesteinen nachgewiesen; es ist aber wohl bis in erheblich grössere Teufen vorhanden. Für Tiefen von etwas über 2 000 m ist für Oel- und Gas-Lagerstätten in Speichergesteinen mit Poren- bzw. mit Kluftraum Randwasser bzw. Randwasserdruck nachgewiesen, d.h., Wasser ist nicht nur vorhanden, sondern es ist auch zum Wandern befähigt.

Von dem somit bis in erhebliche Teufen vorhandenen Wasser wird in der hydrogeologischen Literatur in der Regel nur der für die Erschliessung von Trinkwasser wichtige Anteil nahe der Erdoberfläche betrachtet, so beispielsweise in einer neuen hydrogeologischen Karte 1:100 000 des Amtes für Bodenforschung, Hannover, aus dem nordwestdeutschen Gebiet (W. RICHTER 1954) der Bereich bis 300 m Teufe. Da jedoch auch die tieferen Wässer im Zusammenhang und Wechselspiel mit seichteren Wässern stehen können, soll im folgenden die Beschaffenheit der tieferen Grundwässer für einen Ausschnitt aus dem nordwestdeutschen Raum betrachtet werden. ⁽¹⁾ ⁽²⁾.

Es handelt sich dabei um ein Gebiet, in welchem eine grosse Zahl von Salzstöcken des Zechsteinsalzes vorhanden ist (Geotektonische Karte, 1947/48).

II. — Die Vorstellungen, die in der Literatur über die Herkunft der tieferen Grundwässer und der darin gelösten Stoffe entwickelt worden sind, geben kein einheitliches Bild; sie beziehen sich übrigens fast ausschliesslich auf Randwässer von Erdöllagerstätten.

In der nordamerikanischen Literatur über derartige Randwässer wird ziemlich einhellig angenommen, wie beispielsweise DE SITTER (1947) zitiert, dass es sich um « connate water » (A. C. LANE, 1909) handelt, also um bei der Sedimentation des beherbergenden Gesteins miteingeschlossenes und seitdem erhaltenes Wasser. Dem-

gegenüber kommt beispielsweise KREJCI-GRAF (1930; 1938) an Material, welches aus rumänischen Erdölfeldern stammt, zu der Vorstellung, dass in den dortigen tertiären Schichten die Oelfeldwässer « zwar mariner Herkunft, aber nicht nützlich-geschlossenes Meerwasser sind, sondern dass sie aus marinen Organismen als Nebenprodukt der Erdölbildung entstanden sind. »

DE SITTER entwickelte die Vorstellungen über das « connate water » weiter : Das Wasser ist bei der Sedimentation miteingeschlossenes Wasser, während für die darin gelösten Stoffe der Gedanke einer Entstehung durch diagenetische Vorgänge im einzelnen ausgeführt wird. Weiter betont DE SITTER, dass derartige Wässer nicht nur als Randwasser ölführender Schichten auftreten, sondern in allen sedimentären Gesteinsserien anwesend sind.

In der speziell auf die norddeutschen Verhältnisse sich beziehenden Literatur sind Gesichtspunkte dieser Art noch nicht berücksichtigt. Es ist jedoch bemerkenswert, dass schon KAENHOWEN (1927) sich nicht ohne weiteres der Auffassung anschließen kann, dass es sich bei den Erdölwässern der hannoverschen Felder — analog der damals in den USA gültigen Vorstellung — um verändertes fossiles Meerwasser handelt und dass KRAIS (1932) anhand seines relativ umfangreichen Materials von Wietze, Nienhagen, Oelheim und Heide in Holstein glaubt, dass das Erdölrandwasser — Salzwasser — von benachbarten Salzlagerstätten herrührt.

Für den hier betrachteten nordwestdeutschen Raum ist die Frage nach der Herkunft der Wässer und der darin gelösten Substanzen besonders komplex. Es ist darauf hinzuweisen, dass für ein Gebiet mobilen Schelfes, um das es sich hier ja handelt, mindestens folgende Möglichkeiten der Akkumulation und stofflichen Veränderungen der in Gesteinen vorhandenen Wässer bestehen : Wasser wird bei Sedimentation mit eingeschlossen → Bestand an gelösten Stoffen im Wasser wird bei Überlagerung mit weiteren Sedimenten verändert → Wasser gelangt bei Regressionen in den Kreislauf atmosphärischen Wassers → bei Ablagerung von limnisch-terrestrischen Schichten wird \pm süßes Wasser mit eingeschlossen → Bestand an gelösten Stoffen im Wasser wird verändert usw. Weiter kommt dazu, dass Veränderungen des Bestandes an im Wasser gelösten Stoffen durch Ablaugung an den in salinaren Gesteinsfolgen vorhandenen Salzen und besonders an den — zu verschiedenen Zeiten, in wechselnd langen Zeiträumen und zu verschiedener Höhenlage aufgestiegenen — Salzstöcken des Zechsteinsalzes möglich sind.

III. — Im folgenden wird der Bestand an gelösten Stoffen im tieferen Grundwasser anhand der Abb. 1 bis 3 geschildert; als Material wurden Wasseranalysen und Angaben über den Salzgehalt von Kernproben verwendet. (2)

Die Abb. 1 gibt eine Darstellung der Beziehung von Cl⁻ zur Teufe der Schichten — ohne Rücksicht auf deren stratigraphische Einstufung (Zechstein bis Tertiär) — aus welchen die analysierten Wasserproben stammen. Es ist dabei unterschieden zwischen Wässern aus Gesteinen, welche im wesentlichen mariner Entstehung sind und solchen, welche der terrestrisch-limnisch-brakischen Gesteinsfolge des Wealden angehören. Ferner sind Analysen von Wässern, welche aus Muldengebieten zwischen Salzstöcken stammen, gesondert dargestellt.

Die Abb. 2a stellt — nach Bestimmungen an Kernproben — den Bestand an gelösten Stoffen im Poren- und Kluftwasser von Gesteinen dar; es sind hier die Gewichtsprocente NaCl, bezogen auf das Gesamtgestein, teufenmässig geordnet. In die Gewichtsprocente geht zwar das Masz des Gesamtporenraums der Kernproben ein: das kann aber vernachlässigt werden, da Gesteine betrachtet werden, bei denen dieser praktisch in derselben Größenordnung liegt. Die Abbildung macht deutlich, dass die Konzentrationen — ähnlich wie die in der Abb. 1 dargestellten Werte — schon bei geringer Teufe in weiten Grenzen schwanken, weiter, dass die Maximalwerte im Teufenbereich von etwa 400 bis 900 m liegen, dass bei grösserer Teufe wieder geringere Konzentrationen bezeichnend sind und dass erst ab etwa 1 500 m Teufe wieder ein Ansteigen der Werte auf über 3 % gegeben ist.

Die Abb. 2 gibt dieselbe Art der Darstellung für Tongesteine. Die geringe zur Verfügung stehende Zahl von Werten lässt sich nur beschränkt auswerten; es erscheint wahrscheinlich, dass sie sich in ein Band einordnen, welches von geringen NaCl-Werten in geringer Teufe einigermaßen gleichmässig zu höheren Werten in grösserer Teufe führt.

Es ist nun der Bestand an gelösten Stoffen im einzelnen zu betrachten :

Das Verhältnis (Na⁺ + K⁺) zu Ca⁺⁺ und Mg⁺⁺ erscheint in den Analysen, von denen die Abb. 3 nur eine repräsentative Auswahl darstellt, ungeachtet der Teufe und der geologischen Schicht, aus denen die untersuchten Wässer stammen, recht

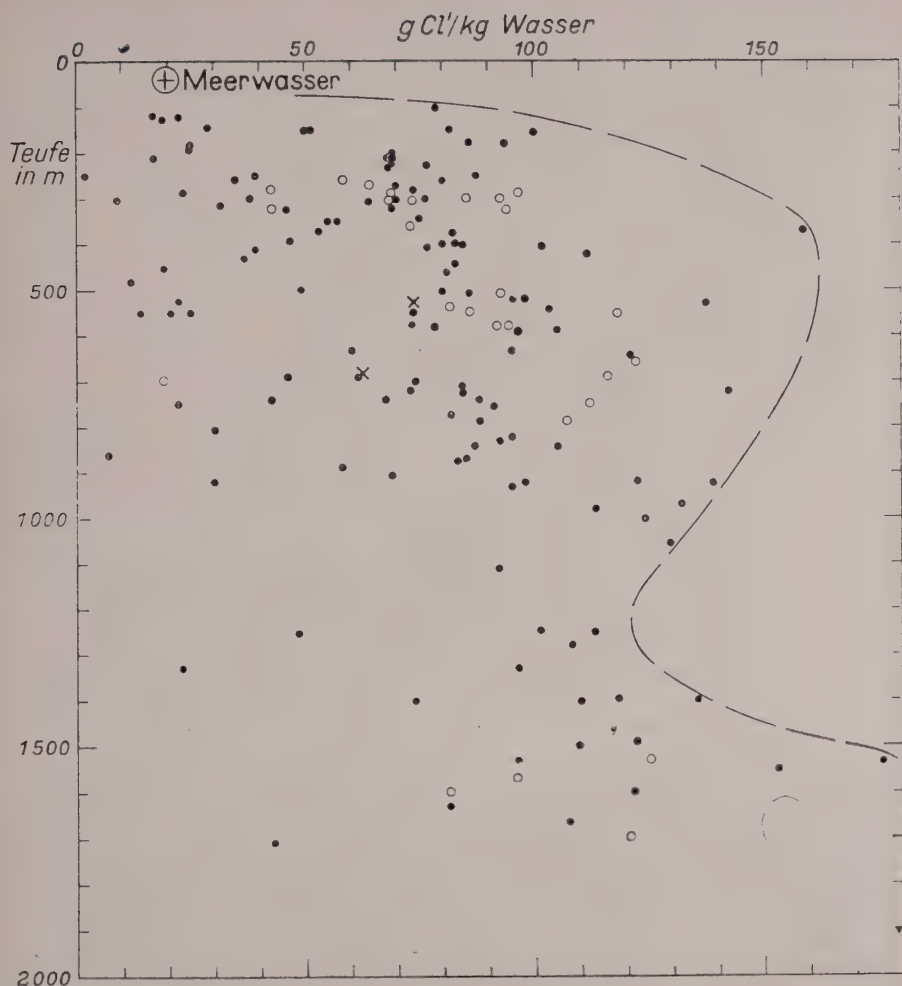


Abb. 1 : Chlorid-Werte von Wasserproben aus Bohrungen bezogen auf die Teufe.
 Werte für Gesteine mariner Entstehung sind als Punkte gegeben, Werte aus der limnisch-terrestrisch-brackischen Gesteinsfolge des Wealden als Kreise. Werte aus Bohrungen in Gebieten weitab von Salzstöcken und Erdöllagerstätten sind mit Kreuzen dargestellt.
 Insgesamt 150 Werte.

einheitlich. Die Punkte besetzen mit wenigen Ausnahmen das mit einer Linie umrissene Feld.

Eine Ausnahme machen die mit einer besonderen Signatur angegebenen Werte für Wasser aus dem Zechstein (alle aus etwa 1 500 m Teufe), welche eine Streuung über den ganzen dargestellten Teil des Konzentrationsdreiecks zeigen.

Der in dem Dreieck angegebene Punkt für Meerwasser bezieht sich auf das Mittel von 77 Analysen (CLARKE, 1924); der angegebene Mittelwert für die Salze des Zechsteinbeckens ist nach einer Angabe von G. RICHTER-BERNBURG errechnet worden. ⁽³⁾

Die eindeutig aus den Muldengebieten zwischen den Salzstöcken stammenden Wässer liegen bei dieser Darstellung in dem am dichtesten besetzten Teil des angegebenen Feldes.

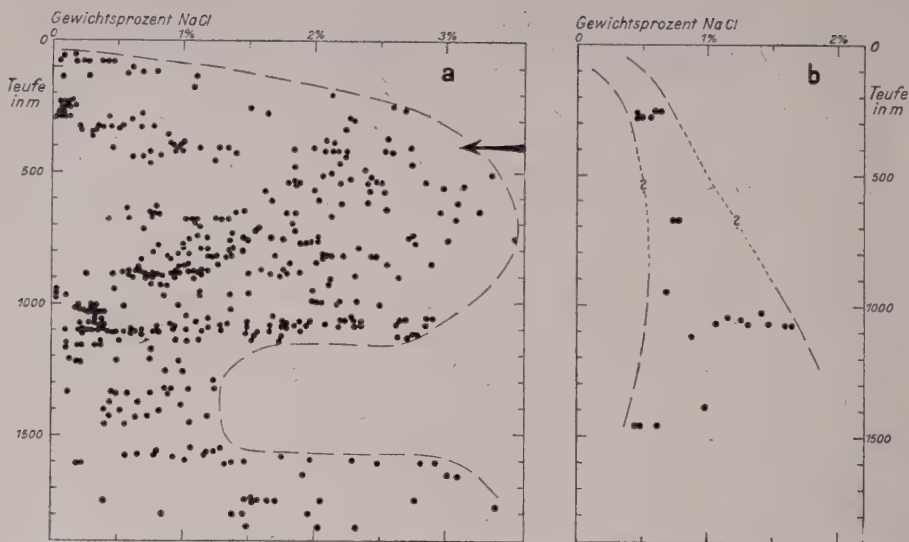


Abb. 2a : Gewichtsprozent NaCl von Gesteinen verschiedener Beschaffenheit (mit Ausnahme von Tongesteinen), bezogen auf die Teufe. Bestimmungen an Kernproben. 440 Werte.

Der Pfeil gibt die ungefähre, gemittelte Höhenlage der Oberflächen der Salzstöcke in dem Herkunftsgebiet der Gesteinsproben an.

Abb. 2b : Gewichtsprozent NaCl von Tongesteinen, bezogen auf die Teufe. 22 Werte.

IV — Geht man von der in der Literatur als wahrscheinlich angenommenen Vorstellung aus, dass die Meere früherer Zeiten — in der hier zu berücksichtigenden Zeitspanne Zechstein bis Tertiär — eine ähnliche Zusammensetzung der gelösten Stoffe wie heute hatten, so ist als erstes festzustellen, dass die Konzentration der Tiefenwässer im nordwestdeutschen Bereich meist erheblich höher ist als jene des Meerwassers (Abb. 1). Weiter ist festzustellen, dass die hohen Werte der Konzentration nicht auf die Randwässer der Erdöllagerstätten beschränkt sind und ebensowenig auf Wässer in der Nähe von Salzstöcken; das zeigen die ebenfalls in der Abb. 1 dargestellten Werte für Salzstock- und Oellagerstätten-ferne Wässer. Die in der limnisch-terrestrisch-brackischen Schichtenfolge des Wealden enthaltenen Wässer haben analoge Konzentrationswerte wie jene aus marinen Serien (Abb. 1).

Die Abb. 1 und besonders die Abb. 2a zeigen, dass unter den stark versalzenen Wässern im Teufenbereich 400 bis 1 100 m weniger versalzene Wässer in etwa 1 200 bis 1 500 m Teufe liegen und darunter wieder stärker versalzene Wässer. Vergleicht man dieses mit der in der Abb. 2a eingetragenen gemittelten Teufe der Oberflächen der Salzstöcke des Gebietes, so ist wahrscheinlich, dass die relativ hohe durchschnittliche Konzentration im Teufenbereich 400 bis 1 100 m mit Ablauungsvorgängen am Top von Salzstöcken — wohl weniger an deren Flanken — in Verbindung gebracht werden kann, während die Konzentrationswerte im Bereich von mehr als 1 500 m Teufe z. T. auf Ablauungen an den flächenhaft liegenden Salzen des Zechsteins zurückzuführen sind; z. T. mögen auch stratigraphisch jüngere salinare Sedimentfolgen Anteile geliefert haben.

Die Konzentrations-Werte für das Wasser in Tongesteinen (Abb. 2b) geben keinen Anhalt dafür, dass auch für sie eine entsprechende Beziehung gilt.

Die Betrachtung der Kationen im Konzentrationsdreieck (Abb. 3) zeigt, dass die Beziehung $(\text{Na}^+ + \text{K}^+) : \text{Ca}^{++} : \text{Mg}^{++}$ weder jener des heutigen Meerwassers noch jener des Mittelwertes für die salinaren Ablagerungen des Zechsteinbeckens entspricht, sondern dass eine Verlagerung zu hohen $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ -Werten gegeben ist.

Eine entsprechende Darstellung der Anionen zeigt, dass der Cl^- -Gehalt in allen Analysen bei weitem überwiegt. Das Verhältnis $\text{Cl}^- : \text{SO}_4^{--}$ zeigt bei seichten Wässern

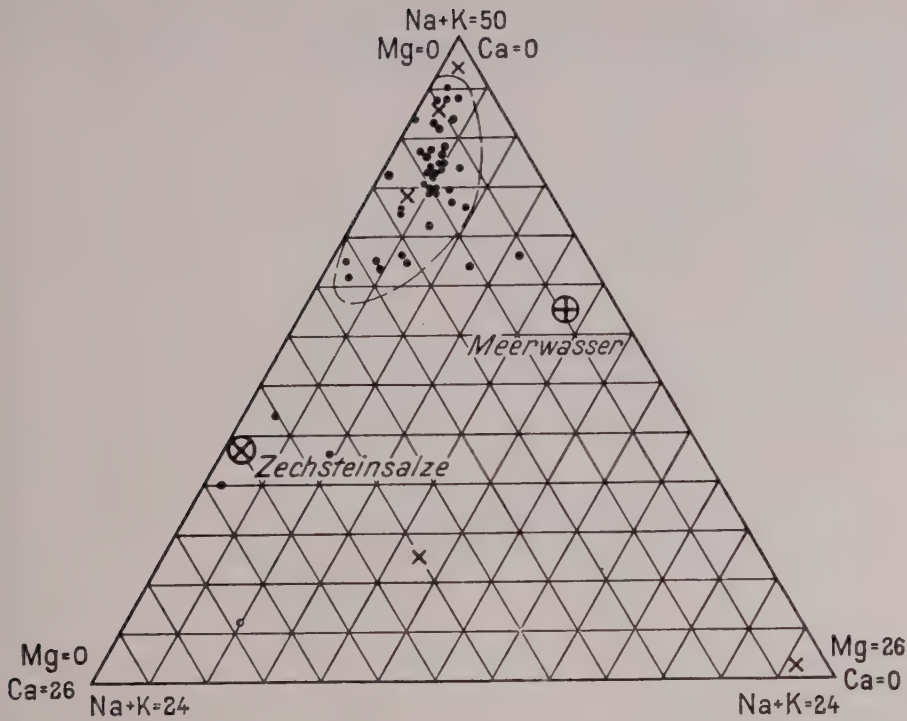


Abb. 3: Verhältnis $(\text{Na} + \text{K}) : \text{Ca} : \text{Mg}$ in Äquivalentprozenten: es ist nur die Spitze des Konzentrationsdreiecks dargestellt. Die Analysenergebnisse (repräsentative Auswahl) aus Gesteinen verschiedener stratigraphischer Stellung, verschiedener Tiefe und Entstehungsweise sind als Punkte, 5 Analysenergebnisse von Wässern des Mittleren Zechsteins sind als Kreuze eingetragen. Der Punkt für Meerwasser entspricht dem Mittel von 77 bei CLARKE (1924) angeführten Analysen. Der Punkt für Zechsteinsalze entspricht dem berechneten Mittelwert für alle Salze des deutschen Zechsteinbeckens.

einen relativ hohen SO_4^{--} -Gehalt, während dieser bei tieferen Wässern wieder zurücktritt. Im einzelnen soll hierauf nicht eingegangen werden.

Die Erklärung des Verhältnisses der Kationen kann teils in diagenetischen Veränderungen der Ausgangslösungen bzw. der gesamten Gesteinsfolge, teils in selektiv wirkender Ablaugung an den Salzstöcken gesucht werden. Der Ablauf der Vorgänge im einzelnen ist nicht klar; es ist nur festzustellen, dass sie offenbar zu einer relativen Verarmung an Calcium und besonders an Magnesium geführt haben. Dass eine direkte Beziehung zum Kationen-Verhältnis im Meerwasser angenommen werden kann, erscheint mehr als fraglich. Somit kann man sich nur z. T. den Vorstellungen anschließen, wie sie DE SITTER (1947) für Tiefenwässer aus anderen Gebieten gibt. Vergleicht man im einzelnen das Verhältnis der Kationen mit den bei DE SITTER veröffentlichten Beispielen, so ist die grösste Ähnlichkeit mit dem Woodbine-Sand (Kreide, Texas) gegeben.

Es sei noch bemerkt, dass auch in Nordwestdeutschland Änderungen der Gesamtkonzentration mit diagenetischen Prozessen zusammenhängen können, wie das DE SITTER für die von ihm behandelten Beispiele erwägt.

V. — Nach den hier gewonnen Vorstellungen ist es wahrscheinlich, dass die Tiefenwässer und ihr Bestand an gelösten Substanzen in dem betrachteten Gebiet vergleichsweise alt (fossil) und in der Regel nicht in den Kreislauf des meteorischen Wassers einbezogen sind.

Allerdings kann man mit BERG (1927), welcher anhand älterer Literatur von einer « Zone der profunden Zirkulation » spricht, annehmen, dass auch diese Wässer wegen der Temperaturunterschiede zwischen verschiedenen Teufenbereichen in einer gewissen Bewegung sind; weiter ist mindestens, da von Ort zu Ort und von Schicht zu Schicht Konzentrationsgefälle vorhanden sind, mit Vorgängen zum Ausgleich (Strömung; untergeordnet Diffusion) zu rechnen.

Die Tatsache, dass bei den Erdöllagerstätten in dem behandelten Raum Randwasserdruck und Regeneration bei der Entnahme von Flüssigkeit aus Speichergesteinen vorhanden ist, zeigt, dass die tieferen Grundwässer in einem hydraulischen Zusammenhang mit seichteren Wässern stehen können. Es ist damit auch verständlich, dass die Tiefenwässer in die Zone des Kreislaufes des meteorischen Wassers eingreifen und z. B. bei Druckentlastungen als Folge der örtlichen Entnahme grösserer Wassermengen bis in Bereiche ursprünglich unversalzten Grundwassers aufsteigen können.

Wegen dieser Vorgänge ist eine nähere Kenntnis über die Beschaffenheit der tieferen Wässer für die grosräumige Planung von Trinkwassererschliessungen von Interesse, da überall in dem betrachteten Gebiet von einer gewissen — im einzelnen schwankenden — Tiefe ab versalzene Wässer angetroffen werden, auch wenn mit einer Versalzung vom Meer her nicht zu rechnen ist und auch, wenn keine zur Salzablaugung geeigneten Schichten in der Nachbarschaft anstehen.

VI. — Zur Beschaffenheit der tieferen Grundwässer des betrachteten Anteils von Nordwestdeutschland lässt sich zusammenfassend sagen :

1) Die Gesamtkonzentration der gelösten Stoffe ist schon bei geringer Teufe meist höher als im Meerwasser.

2) Die Konzentrationen der Wässer aus den einzelnen Schichten stehen in keiner direkt ableitbaren Beziehung zu jener des bei der Sedimentation mit-eingeschlossenen Meerwassers.

3) Ein Teil des Bestandes an gelösten Stoffen ist auf Ablaugungsvorgänge an Salzstöcken zurückzuführen: dadurch kommen verschiedene Grössenordnungen der Gesamtkonzentration in den Teufenbereichen 0 bis 400 m, 400 bis 1 100 m, 1 100 bis 1 600 m, ab 1 600 m zustande.

4) Das Verhältnis $(Na^+ + K^+) : Ca^{++} : Mg^{++}$ ist gegenüber dem ursprünglichen durch Diagenese zugunsten von $(Na^+ + K^+)$ verschoben.

5) Diese Beziehungen gelten nicht nur für Wässer in der Nähe von Erdöllagerstätten und von Salzstöcken, sondern auch für solche in den dazwischen liegenden Muldengebieten.

6) Die tieferen Grundwässer stehen teilweise im hydraulischen Zusammenhang mit seichten Grundwässern.

Anmerkungen.

1) Der behandelte Raum ist etwa durch die Orte Braunschweig, Hannover, Oldenburg, Cuxhaven, Hamburg, Dannenberg, Braunschweig umschrieben.

2) Es wurde aus den Jahren 1934-1945 stammendes Material des Erdölarchivs des Amtes für Bodenforschung Hannover verwendet. Das Material stammt z. T. aus den Laboratorien des früheren Reichamtes für Bodenforschung in Berlin, teils aus Laboratorien von Erdölfirmen (Deutsche Vacuum Oel A. G.; Gewerkschaft Elwerath; Deutsche Erdöl A. G.; Wintershall A. G.); es ist in Bezug auf Vollständigkeit und Qualität ungleichmässig.

Die analysierten Wässer stammen zum groszen Teil aus Erdölaufschlussbohrungen und wurden bei Schöpfversuchen gewonnen. Analysen von Wässern aus ölfündigen Bohrungen wurden — um etwaige Beeinflussungen der gelösten Stoffe durch Lösung von Salzen aus dem Oele selbst auszuschliessen — nur in Ausnahmefällen verwertet. Dasselbe gilt für Analysen von Wässern aus Bohrungen, bei denen nach der Art der technischen Arbeiten die Herkunft des Wassers nicht feststeht oder mit Mischwässern zu rechnen war.

Auch die auf ihren Gehalt an NaCl analysierten Gesteinsproben stammen fast alle aus Erdölbohrungen. Es wurden nur an nicht verölten Proben festgestellte Werte dargestellt.

3) Für die Ueberlassung der Zahlen der prozentualen Zusammensetzung der Salze des Mittleren Zechsteins danke ich Herrn Professor Dr. G. RICHTER-BERNBURG vom Amt für Bodenforschung Hannover.

Literaturverzeichnis.

- BERG, G. : in BEHREND F. & BERG G., *Chemische Geologie*, Stuttgart, 1927.
CLARKE, F. W. : The data of geochemistry. — *U.S. Geol. Survey. Bull.*, 770, Washington, 1924.
FULLER, M. L. : Underground-water papers. — *U. S. Geol. Survey. Water Supply Pap.*, Nr. 160 (1906).
KAUENHOWEN, W. : *Die Verwässerung von Erdölfeldern*. — Berlin, 1928.
KRAIS, A. : Zum Lagerstätteninhalt der hannoverschen Erdöllager. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, 84, Berlin, 1932.
KREJCI-GRAF, K. : Geochemie der Erdöllagerstätten. — *Abh. prakt. Geol.*, 20, Halle (Saale), 1930.
— : Zur Bildung und Zusammensetzung der brennbaren Gesteine. — *Geol. Rdsch.*, 29, Stuttgart, 1938.
LAM, A. C. : Mine Waters and their field assay. — *Geol. Soc. Amer.*, Bull. 19, 1908 (1909).
LINDGREN, W. : Waters, magmatic and Meteoric. — *Econ. Geol.*, 30, 1935.
RICHTER, W. : Hydrogeologische Karte in : Geologische Karte des Emslandes 1 : 100 000, herausgeg. Amt f. Bodenforschg., Hannover, 1954.
SITTER, L. W. DE : Diagenesis of oil-field brines. — *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 31, 1947.

* * *

Geotektonische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland, 1 : 100 000., herausgeg. v. Reichsamt f. Bodenforschg., Celle; Braunschweig 1947-48.

RECHERCHES HYDROLOGIQUES DANS UNE ILE ARIDE (Effets de différentes méthodes de conservation d'eau à Curaçao)

par

G. SANTING

Ingénieur à l'Institut d'Etat
pour l'Alimentation en Eau Potable, La Haye, Pays-Bas

Résumé.

Le rapport se réfère à l'île de Curaçao (Antilles Néerlandaises) avec son climat semi-aride. Les précipitations y sont très irrégulières. La quantité de pluie annuelle ne se monte qu'à une moyenne de 550 m. En outre la capacité d'infiltration du sol est faible, de façon qu'une partie importante de la pluie s'écoule directement sur le terrain vers la mer. C'est pourquoi l'alimentation naturelle de la nappe souterraine est faible. Pendant les périodes de sécheresse le niveau de la nappe à l'intérieur de l'île tombe souvent plus d'une dizaine de mètres, et près de la côte le niveau descend au-dessous du niveau de la mer, causant de sévères pénétrations d'eau salée.

Récemment des recherches hydrologiques ont été exécutées, ayant pour but d'estimer les quantités d'eau souterraine disponibles pour l'alimentation en eau potable, pour l'industrie et pour l'horticulture, et de trouver la façon la plus appropriée d'améliorer les conditions hydrologiques, par un régime judicieux de pompages, par une disposition appropriée des prises d'eau et par l'exécution de travaux, visant à retenir l'eau des pluies et à augmenter l'infiltration.

* * *

1. Introduction.

Située dans une zone de petite pluviosité, Curaçao, île principale des Antilles Néerlandaises (superficie 446 km², population en 1953 environ 115.000; voir la fig. 1) souffre d'une pénurie d'eau perpétuelle, tandis que les besoins en eau de la population et de l'industrie (raffineries de pétrole) augmentent sans cesse. Une baisse de la nappe phréatique pendant les dernières années, qui suscitait des plaintes de la part des planteurs et cultivateurs, et qu'on attribuait au puisement continu de l'eau souterraine par le service d'eau gouvernemental, par l'industrie et par les personnes privées, incita le gouvernement à faire exécuter des recherches hydrologiques.

Ces recherches, qui furent faites par l'Institut d'Etat pour l'Alimentation en Eau Potable, La Haye, en collaboration avec un agronome, avaient pour but, en premier lieu, d'estimer les quantités d'eau souterraines disponibles pour la population, l'industrie et l'horticulture, et puis de trouver la façon la plus appropriée d'améliorer les conditions hydrologiques par un régime judicieux de pompage, par la disposition appropriée des prises d'eau et par l'exécution de travaux visant à retenir l'eau des pluies. Le recueil des données nécessaires et les recherches dans le terrain devaient être faites pendant un bref séjour de quelques mois dans l'île, circonstance qui influença fortement les méthodes de travail.

La présente communication ne comporte pas un rapport complet des recherches et de leurs résultats, mais se borne à discuter les méthodes appliquées pour arriver à une évaluation des effets des différents systèmes de conservation d'eau.

Nous donnerons d'abord une brève description de l'île en question.

2. L'île de Curaçao.

Le sous-sol à l'intérieur de l'île ondulée est formé principalement de diabase, une pierre volcanique de petite porosité. La couche superficielle est plus ou moins décomposée et érodée. La zone côtière est couverte de formations coralligènes.

Par suite de l'abatage continu des arbres et de la croissance incontrôlée par des chèvres et des brebis demi-sauvages pendant des siècles, plusieurs parties de l'île ont pris un aspect semi-désertique, avec une végétation dispersée de broussailles



et de cactées, et souvent sont complètement dénudées. C'est seulement pendant la saison des pluies que ces terrains se couvrent d'une végétation herbeuse.

La superficie totale des champs cultivés ne dépasse pas 5 % de la superficie de l'île. C'est notamment dans les vallées que se trouvent les plantations et les vergers; ce sont presque les seuls endroits qui possèdent une végétation dense.

L'île se trouve dans une zone où la pluie non seulement est faible mais aussi extrêmement irrégulière. La moyenne de la pluie annuelle se monte à 550 mm; en 1930 cependant, il ne tomba que 188 mm, tandis qu'en 1886 la quantité s'éleva à 1222 mm. La répartition des précipitations dans la saison des pluies est également très irrégulière; des averses tropicales d'une intensité de 1 à 2 mm par minute et de courte durée alternent avec des périodes de sécheresse ou de faible précipitation.

La moyenne de la température de l'air se monte à 27 centigrades, les moyennes des maxima et minima annuels sont de 29.5° et 24.6° respectivement. Un vent d'est très constant d'environ 3° Beaufort favorise l'évaporation.

Pendant la saison des pluies une grande partie de l'eau ruisselle sur le terrain et par les arroyos (oueds) vers la mer.

Depuis longtemps les planteurs ont essayé de retenir l'eau précieuse par la construction d'un grand nombre de petits barrages dans les vallées. D'autres méthodes de conservation d'eau ont été essayées également, sans avoir abouti, pourtant, à un choix de la méthode la plus efficace.

Même avec ces méthodes de conservation, l'infiltration vers la nappe souterraine n'atteint qu'un faible pourcentage de la pluie.

Pendant la saison sèche la transpiration de la végétation et l'écoulement de l'eau souterraine vers la mer produisent un abaissement de la nappe phréatique de quelques mètres. Près de la mer, dans les vallées avec leur végétation dense, la nappe descend même au-dessous du niveau de la mer. Le puisement d'eau souterraine pour l'irri-

gation et l'alimentation en eau de la population et de l'industrie ont accentué ce phénomène.

3. Méthode de travail. Recherche des données hydrologiques et hydrogéologiques.

Un des buts des recherches était d'évaluer les effets des différentes méthodes de conservation d'eau. Afin d'éviter des difficultés, causées par les grandes irrégularités du terrain, il s'imposait d'étudier ces effets à l'aide d'un bassin hydrographique fictif, de formes régulières et de caractéristiques représentatives pour l'île.

Le premier objet des recherches était donc de fixer les caractéristiques du terrain et les autres facteurs qui influencent le cycle hydrologique.

On ne disposait que :

- de données pluviométriques;
- de quelques chiffres de l'évaporation d'une surface d'eau;
- de données géologiques et de quelques forages d'une centaine de mètres de profondeur;

— d'observations mensuelles des niveaux d'eau dans un grand nombre de puits gouvernementaux.

Etaient inconnues :

- l'évaporation du sol;
- la transpiration de la végétation;
- la capacité d'infiltration du sol;
- la quantité d'eau des pluies qui ruisselle directement vers la mer;
- la porosité du sous-sol;
- la perméabilité du sous-sol;
- la réalimentation de la nappe souterraine par la pluie.

L'ordre de grandeur de ces inconnus fut déterminé de la façon suivante (Il convient de remarquer que l'on devait assembler ces données pendant un séjour de quelques mois dans la saison sèche).

L'évaporation du sol nu fut déterminée par l'examen de l'humidité des échantillons de sol, prises à certaines intervalles après saturation artificielle du terrain. Il se trouve que déjà des méthodes simples, comme le hersage après la saturation du sol, résultent en une épargne d'eau considérable (30 mm en une semaine dans un certain cas).

La transpiration de la végétation, ou bien la consommation d'eau souterraine par la végétation, dépend de la profondeur du niveau de la nappe phréatique et ne pouvait être déterminée qu'indirectement. La méthode appliquée consistait à chercher une relation entre la profondeur de la nappe phréatique dans un grand nombre de vergers et de plantations pendant la saison sèche, et les besoins en eau d'irrigation, la différence entre la consommation totale de la végétation et la quantité d'eau d'irrigation constituant la consommation d'eau souterraine.

Si l'eau souterraine était hors d'atteinte des racines des arbres — c'est-à-dire à une profondeur de 10 mètres ou plus — on trouvait qu'une irrigation de 4 mm d'eau par jour suffisait à conserver la végétation en bonne condition. Il s'en laisse déduire que la consommation totale de cette végétation, sous conditions optima, se monte à une quantité d'eau de 4 mm par jour.

Si le niveau phréatique se trouvait à une profondeur de moins de 10 m, la quantité d'eau d'irrigation pouvait être limitée, les arbres soutirant une partie de l'eau nécessaire à la nappe souterraine.

Les chiffres suivants pouvaient être déduits de ces données :

Profondeur du niveau phréatique	<4	5,5	7	8,5	>10 m
Besoins en eau d'irrigation	0	1	2	3	4 mm/jour
Consommation d'eau souterraine	4	3	2	1	0 mm/jour

Il va sans dire que ces chiffres ne présentent qu'une approximation.

A l'aide de ces chiffres la consommation d'eau souterraine par la végétation des terrains non-cultivés (broussailles, cactées) fut évaluée. Cependant, la densité de cette végétation étant moins que celle des plantations, il fallait introduire un facteur de réduction proportionnel à la densité. Ce facteur fut évalué au moyen d'une reconnaissance de terrain et d'une étude de photos aériennes.

La végétation de la petite agriculture populaire et la végétation herbeuse qui couvre la campagne pendant la saison des pluies, n'atteignent pas la zone de l'eau phréatique. Elles dépendent uniquement de l'humidité de la couche supérieure du sol.

Capacité d'infiltration du sol et ruissellement de l'eau des pluies.

Comme les recherches étaient faites pendant la saison sèche, il n'était pas possible de mesurer directement le ruissellement de l'eau des pluies, sauf pendant quelques petites averses accidentelles. On dépendait alors des informations que pouvaient donner les campagnards.

Afin d'obtenir autant de données que possible, on faisait également des expériences pour déterminer la capacité d'infiltration du sol sur place. Les appareils qu'on utilise à cette fin sont bien connus; aussi n'est-il pas nécessaire d'en donner une description.

Avec ces données on pouvait arriver à une estimation du ruissellement causé par les grandes averses. Les pluies de faible intensité ne produisent aucun ruissellement; toute l'eau est évaporée presque immédiatement.

La porosité du sol.

La porosité totale n'avait guère d'importance pour les recherches en question; ce que l'on voulait connaître était la capacité d'absorption du sol.

On essayait de la déterminer par trois méthodes :

1) mesurage de la teneur en eau d'échantillons de sol saturé et de sol non-saturé (méthode qui n'était utilisable que pour les couches superficielles);

2) calcul à l'aide des bilans d'eau de quelques bassins hydrographiques et des observations de l'abaissement de la nappe phréatique en périodes sèches (Comme la perméabilité du sous-sol n'était pas connue, il fallait se borner à des bassins hydrographiques dont l'écoulement souterrain était négligeable);

3) calcul à l'aide de l'abaissement de la nappe pendant des essais de pompage (formule de C. V. Theis pour l'écoulement non-permanent vers un puits).

La perméabilité du sous-sol fut déterminée au moyen d'essais de pompage et en dressant les bilans d'eau des bassins hydrographiques.

La réalimentation de la nappe souterraine par la pluie fut estimée à l'aide des observations disponibles de la montée du niveau phréatique pendant les périodes de pluies.

Une évaluation de la réalimentation annuelle fut obtenue par la voie d'un calcul de l'écoulement souterrain annuel vers la mer, basé sur les valeurs de la perméabilité du sous-sol et la pente du niveau phréatique.

Ces résultats permettaient de contrôler les valeurs du ruissellement, de l'évaporation et de la transpiration, obtenues par les autres méthodes.

4. Bases du calcul de l'effet des différentes méthodes de conservation d'eau.

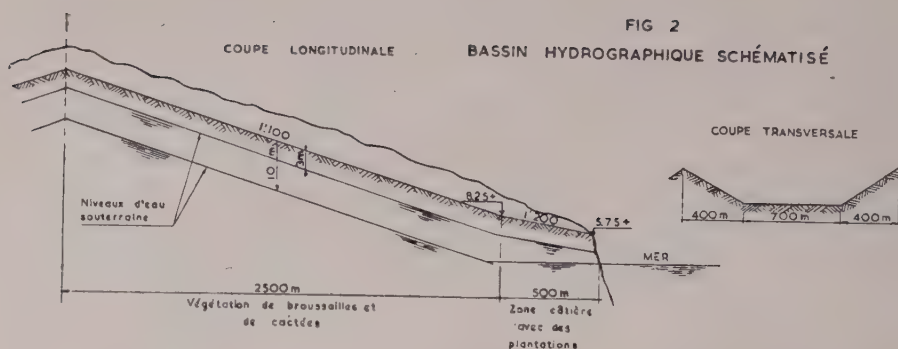
Comme nous l'avons déjà dit, il s'imposait d'étudier les effets de la conservation d'eau par moyen d'un bassin hydrographique fictif, de formes régulières et de caractéristiques représentatives. Cela menait aux données suivantes.

Il était supposé que le bassin fictif (voir la fig. 2) se compose d'une vallée de 3 km de longueur et de 700 m de largeur, flanquée de versants larges de 400 m. La vallée descend vers la côte avec une pente de 1 : 100. Dans la zone côtière où le terrain se trouve à une élévation d'environ 7 m au-dessus de la mer, la pente est de 1 : 200. C'est ici que se trouvent les plantations.

Deux cas étaient supposés quant au niveau de l'eau souterraine :

a) un niveau de 3 m au-dessous du terrain, représentant les conditions pendant la saison des pluies;

b) un niveau de 10 m au-dessous du terrain, comme il se produit souvent à la fin de la saison sèche.



La fig. 2 montre les autres détails.

La perméabilité du sous-sol (produit du coefficient de perméabilité du sol et de l'épaisseur de la nappe aquifère) est évaluée à 80 m^2 par jour pour le cas *a* et à 40 m^2 par jour pour le cas *b*.

Pour la pluie les trois cas suivants ont été supposés :

- a. une averse isolée de 60 mm, à un niveau d'eau de 3 m au-dessous du terrain ;
- b. idem à un niveau d'eau de 10 m au-dessous du terrain ;
- c. toute une saison des pluies comportant 8 averses de 50 mm à intervalles d'une semaine, à un niveau d'eau initial de 10 m au-dessous du terrain.

Le ruissellement libre est mis à 10 % des averses. La densité moyenne de la végétation est mise à 50 % de la densité normale d'une plantation à Curaçao.

La consommation d'eau souterraine par une végétation à densité de 100 % se monte à

4 mm	par	jour	au	cas	d'une	profondeur	de	la	nappe	de	3 m,
2 mm	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	7 m,
0 mm	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	10 m.

Si les couches superficielles du sol sont imbibées suffisamment par les pluies, la transpiration de la végétation s'élève à 4 mm par jour, même au cas d'une profondeur de la nappe de 10 m au-dessous du terrain.

Il est supposé qu'au cas d'une profondeur de la nappe de 10 m, 5 % des eaux de pluie infiltrées arrivent à ce niveau et se mettent ainsi hors d'atteinte de la végétation.

L'évaporation d'un sol imbibé est évalué à 4 mm par jour pendant 7 jours consécutifs, l'évaporation d'une surface libre d'eau à 7 mm par jour.

Les principales méthodes de conservation d'eau étudiées sont les suivantes :

I. *Barrages de retenue dans la zone côtière (*)*. La vallée et les versants restent dans leur état naturel. Il est supposé que les barrages peuvent retenir toute l'eau de ruissellement.

II. *Barrages de retenue dans la vallée et dans la zone côtière*, placés à inter-distances de 500 m.

III. *Travaux pour augmenter l'infiltration* dans la vallée et les versants et dans la zone côtière, de façon à ce que tout ruissellement est empêché.

IV. *Travaux pour augmenter l'infiltration, en combinaison avec des travaux pour réduire l'évaporation*. Il est supposé que l'évaporation d'un sol imbibé est réduite de 4 à 2 mm par jour, et que la densité de la végétation dans la vallée et sur les versants est réduite de 50 à 30 %.

V. *Travaux pour réduire le ruissellement à 5 % de la pluie des averses*, en combinaison avec des barrages dans la zone côtière, capables de retenir le ruissellement des averses jusqu'à 40 mm.

Il était supposé que les réservoirs d'eau formés par les barrages possèdent une superficie de 5000 m^2 , que l'eau, retenue d'une seule averse, puisse s'infiltrer dans 20 jours, et qu'au cas d'une profondeur du niveau phréatique de 10 m, 10 % de l'eau infiltrée arrive à ce niveau, se mettant ainsi hors d'atteinte de la végétation.

(*) Comme les aspects techniques des travaux de conservation sortent des limites de cette communication, ils sont laissés de côté.

5. Résultats des calculs de l'effet des différentes méthodes de conservation d'eau.

Pour chacune des cinq méthodes de conservation et pour chacun des trois cas touchant la profondeur du niveau phréatique, on a essayé de calculer e. a. la quantité d'eau infiltrée et le laps de temps après lequel cette quantité sera épuisée par suite de l'évaporation, de la transpiration de la végétation et de l'écoulement souterrain.

Quoique les résultats de ces calculs ne soient ni exacts ni universellement valables, mais ne représentent qu'un expédient rapide pour évaluer les effets de différents systèmes de conservation d'eau dans les conditions caractéristiques de Curaçao, nous les donnons ci-dessous pour illustrer l'utilité de la méthode.

Effets dans la vallée

Méthode de conservation d'eau selon le cas	I			II			III			IV			V		
Profondeur du niveau phréatique (m)	3	10	10	3	10	10	3	10	10	3	10	10	3	10	10
Précipitations	60	60	400	60	60	400	60	60	400	60	60	400	60	60	400
Quantité d'eau infiltrée (mm)	54	54	360	65	65	432	60	60	400	60	60	400	57	57	380
Laps de temps après lequel cette quantité sera épuisée par suite de l'évaporation, de la transpiration et de l'écoulement souterrain (jours)	11	11,5	59	16	17	90	14	14,5	76	30	36	189	12,5	13	67

Effets dans la zone côtière

Méthode de conservation d'eau selon le cas	I			II			III			IV			V		
Profondeur du niveau phréatique (m)	3	7	7	3	7	7	3	7	7	3	7	7	3	7	7
Précipitations (mm)	60	60	400	60	60	400	60	60	400	60	60	400	60	60	400
Quantité d'eau infiltrée (mm)	138	142	904	78	79	494	71	75	461	84	75	552	90	94	569
Laps de temps après lequel cette quantité sera épuisée par suite de l'évaporation, de la transpiration et de l'écoulement souterrain (jours)	55	57	390	25	25,5	135	21,5	23,5	118,5	58	51	366	31	33	172

Il convient d'ajouter encore quelques éclaircissements.

Sur les versants la quantité d'eau infiltrée s'égale à celle de la pluie après déduction du ruissellement. Il en est de même dans la vallée, sauf dans le cas de conservation N° II, où il y a des barrages de retenue. Dans ce cas l'eau de ruissellement, retenue par les barrages, s'infiltré également. Dans le tableau cette quantité d'eau a été exprimée en mm d'eau pour la superficie totale de la vallée.

La zone côtière reçoit la pluie aussi bien que le ruissellement et l'écoulement souterrain, venant de la vallée (exprimés dans le tableau en mm d'eau pour la superficie de la zone côtière).

Le laps de temps après lequel l'eau infiltrée sera épuisée, a été calculé en supposant une transpiration constante de la végétation de 4 mm par jour (étant la somme de la consommation d'eau de la nappe souterraine et de la consommation d'eau de la couche du sol imbibée par les eaux infiltrées).

Il ressort clairement des chiffres du tableau que les effets des différentes méthodes de conservation divergent considérablement, et qu'il est aisé d'en tirer des conclusions.

En comparant, par exemple, les effets des méthodes III (travaux pour augmenter l'infiltration) et IV (idem, en combinaison avec des travaux pour réduire l'évaporation), on peut constater la grande importance d'une réduction de l'évaporation. Les chiffres du tableau montrent encore que la zone côtière profite beaucoup du ruissellement venant de la vallée.

Ces résultats menaient à la recommandation d'un système de conservation pour Curaçao, comportant, entre autres, la construction d'un nombre de barrages de retenue dans les vallées, en maintenant un ruissellement réduit vers la zone côtière, combinée avec des travaux pour réduire l'évaporation.

Comme conclusion il paraît permis de constater que la méthode de recherche, exposée dans cette communication, a pu atteindre ses buts.

6. Exemples de calculation.

a) Méthode de conservation selon le cas I.

Précipitation 60 mm.

Profondeur du niveau phréatique 10 m.

Rapport entre la superficie de la vallée avec les versants et celle de la zone côtière $(2500 \times 1500 + 500 \times 800) : (700 \times 500) = 11,5$.

Effets dans la vallée.

Précipitation	=	60 mm
Ruissellement 10 %	=	6 »
Quantité infiltrée	=	54 mm
Evaporation pendant 7 jours, 7×4 mm	=	28 »
Percolation vers la nappe phréatique 5 %	=	2,7 »
		23,3 mm
Laps de temps, à une transpiration de 2 mm-jour, = $23,3 : 2$	=	11,5 jours

Effets dans la zone côtière.

Précipitation	=	60 mm
Ruissellement venant de la vallée $11,5 \times 6$ mm	=	69 »
Écoulement souterrain venant de la vallée $\frac{2500}{500} \times 2,7$ mm	=	13,5 »
Quantité infiltrée	=	142 mm
Evaporation	=	28 »
		114 mm
Laps de temps $114 : 2$	=	57 jours.

b) Méthode de conservation selon le cas II.

Précipitation 60 mm.

Profondeur du niveau phréatique 3 m.

Perméabilité du sous-sol $kD = 80 \text{ m}^2$ par jour.

Rapport entre la superficie de la vallée avec les versants et celle de la zone côtière = 11,5.

Superficie d'un barrage-réservoir 5000 m^2 .

Effets dans la vallée.

Précipitation	=	60 mm
---------------	---	-------

Ruissellement 10 %	=	6 »
--------------------	---	-----

Quantité infiltrée	=	54 mm
--------------------	---	-------

Quantité d'eau de ruissellement retenue par un barrage

$500 \times 1500 \text{ m}^2 \times 6 \text{ mm}$	=	4500 m^3
---	---	--------------------

Evaporation d'un barrage-réservoir,

7 mm pendant 20 jours	=	
-----------------------	---	--

$5000 \times 0,007 \times 20$	=	700 »
-------------------------------	---	-------

Quantité infiltrée	3800 m ³	
ou pour 35 ha		11 mm

Quantité infiltrée totale

54 + 11	=	65 mm
---------	---	-------

Evaporation pendant 7 jours

$7 \times 4 \text{ mm}$	=	28 »
-------------------------	---	------

	=	37 mm
--	---	-------

Ecoulement souterrain vers la zone côtière

$(kD \cdot i \text{ m}^3/\text{jour}) : 2500 \text{ m}$	=	0,32 mm/jour
---	---	--------------

Laps de temps	=	x jours
---------------	---	-----------

Donc $37 \text{ mm} = 2x + 0,32x$		
	x	= 16 jours.

LA FORMATION DES CONES D'EAU SAUMATRE

par

Ir L. HUISMAN

Ingénieur en Chef des Eaux Municipales d'Amsterdam

Summary.

In case the upper part of a well-permeable aquifer is filled with fresh water, which is floating on underlying salt water, and a local withdrawal of fresh water through drains or wells is effectuated, the fresh/salt water boundary below these water-collecting appliances will rise and salt water ridges or cones be formed. Due to the higher specific weight of the salt water the previously created ridges or cones show the tendency to sag. The formation of salt water cones, however, is a slow process; only in the case of a very considerable withdrawal these cones may reach the wells.

Between the fresh water with a Cl⁻ content of 30 mg/l and the salt water with a Cl⁻ content of 17000 mg/l (North Sea) there is a transition zone of brackish water. The water in the upper part of this zone may have a Cl⁻ content of 1000 mg/l. From the consumers' point of view this water must be considered as salt water; from a physical point of view, referring to the specific weight, however, it may be classified as fresh water. Brackish water-cones, therefore, are formed easily and can reach the wells within a short time. When these wells have been put out of service, the sagging effect of the cones will be slow, owing to the similarity in physical qualities of their water and of the fresh water. The phenomenon of the formation of salt- and brackish water cones, observed and experienced in the dune water catchment-area of Amsterdam, will be described.

* * *

Environ 60 % de l'eau potable pour la ville d'Amsterdam est pris dans les dunes, qui s'étendent sur une longueur de 10 km et une largeur de 4 km le long de la côte de la mer du Nord entre les communes de Zandvoort et de Noordwijk. Une coupe transversale de ce rayon est représentée dans la fig. 1. Du côté ouest la prise d'eau est bornée par la mer. Le niveau de l'eau dans les dunes se monte en moyenne à 1 m + MM (niveau moyen de la mer). Les terrains à l'est de la prise d'eau ont sur une largeur de 3 km un niveau de l'eau de 0,5 m — MM, tandis que finalement encore plus loin à l'est se trouve le polder « lac de Harlem », où l'eau a une hauteur d'environ 5 m — MM.

Au point de vue géologique on distingue principalement dans ce rayon trois couches, qui sont importantes pour le mouvement de l'eau dans le sous-sol : les sédimentations holocènes de sable relativement minces entre la surface du terrain et une profondeur de 13 m — MM, les sédimentations holocènes d'argile et de tourbière entre 13 m — MM et 20 m — MM, et pour la plupart de gros sables pleistocènes entre 20 m — MM et 160 m — MM. A cette dernière profondeur commence l'Icenien, une formation marine d'un sable très fin et fort bourbeux, qui peut être considéré comme la base de la nappe aquifère. Le profil hydrologique est entièrement connexe au susdit profil géologique : une nappe aquifère de sable barrée du côté inférieur par l'Icenien et divisée en deux étages par une couche d'argile entre 13 et 20 m — MM. L'eau au-dessus de la couche d'argile est de l'eau phréatique, l'eau au-dessous de la couche d'argile est de l'eau artésienne. La perméabilité horizontale k_D de la couche de sable holocène se monte environ à 120 m²/jour, de la couche pleistocène à 4500 m²/jour, tandis que la résistance de la couche d'argile à un mouvement vertical de l'eau est en moyenne 3500 jours, en variant de 10.000 jours au nord-est de la prise d'eau, à 1000 jours à l'ouest et au sud. Au nord-est de la prise d'eau il y a au fond une seconde couche difficilement filtrant, la soi disant couche de limon, située approximativement entre 55 et 80 m — MM, qui à la rigueur divise encore le paquet de sable pleistocène en deux étages. Par opposition à la couche d'argile entre 13 et 20 m — MM, cette couche de limon est tellement percée de trous et d'ouvertures qu'on ne peut pas parler d'une séparation en sens hydrologique, démontrable en différence potentielle entre l'eau au-dessus et au-dessous de cette couche. Pour le mouvement

de l'eau en tout, cette couche de limon ne compte pas. Comme nous allons démontrer plus loin, elle peut être localement d'une très grande importance.

Il y a quelques milliers d'années, la partie occidentale des Pays-Bas était entièrement couverte de la mer. Après la naissance du Pas de Calais, il se formait une côte de la mer qui s'étendait le long de la ligne côtière jusqu'au Danemark. Cette côte de la mer était bornée du côté de l'ouest par l'eau salée de la mer et du côté de l'est par l'eau saumâtre de la région de marais et de lacs derrière. Le sous-sol de cette côte de la mer était aussi tout remplie d'eau salée. Dans la fig. 1 l'eau salée est marquée par une couleur foncée. Or, sur cette côte de la mer la pluie tombait pendant des milliers d'années. L'eau douce de cette pluie ne mêlait pas avec l'eau salée du sous-sol, mais restait flotter dessus et formait une lentille d'eau douce. Par son poids cette lentille d'eau douce poussait l'eau salée toujours plus loin devant elle vers le bas et vers les côtés et c'est de cette façon que, dans le courant de dizaines de siècles se formait une nappe d'eau douce.

Sous le terrain des dunes elle avait sa plus grande profondeur de 120 m-MM tandis que sous la mer et du côté de la terre s'étendaient des langues d'eau douce d'une longueur de plusieurs kilomètres. La fig. 1 représente la forme actuelle de la nappe d'eau douce, qui par l'enlèvement d'eau, surtout du côté de la mer, a diminué considérablement.

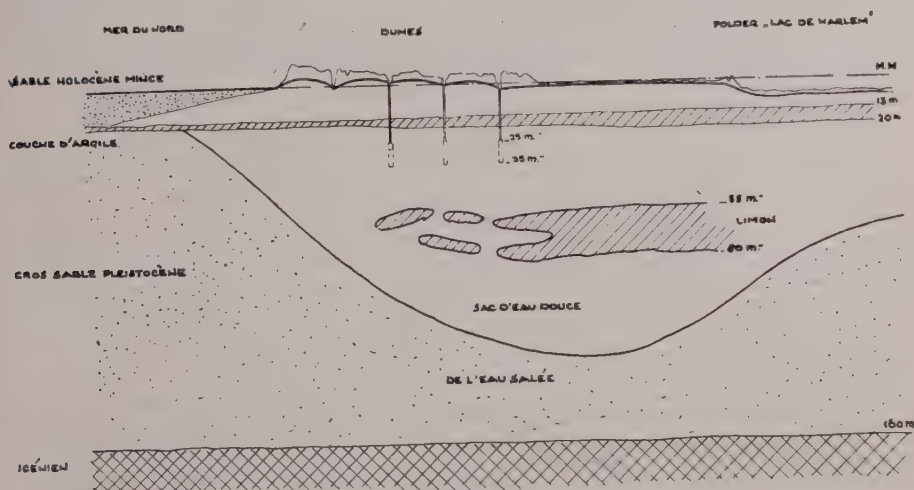


FIG. 1 COUCHE À TRAVERS LA PRISE D'EAU DES DUNES.

En 1853 on a commencé l'enlèvement d'eau des dunes. A l'origine cela se faisait exclusivement par des canaux ouverts. C'est que les dunes contenaient alors beaucoup plus d'eau qu'aujourd'hui, des niveaux de l'eau de 5 à 6 m + MM et en creusant un canal l'eau affluait de tous côtés. Cependant une fois cette provision consommée, la capacité d'approvisionnement diminuait et il fallait creuser toujours de nouveaux canaux pour être à même de pourvoir aux besoins croissants d'eau d'Amsterdam. A la fin du siècle passé cependant cela ne suffisait pas non plus et il fallait suivre des routes nouvelles.

Sur ces entrefaites l'officier du génie hollandais Badon-Ghijben avait attiré l'attention sur la présence d'eau douce dans le sous-sol profond, dans la nappe d'eau douce sous la couche d'argile et en 1903 on a procédé à l'enlèvement de cette eau au moyen de puits. En ce moment environ 400 puits fonctionnent, qui produisent 18 millions de m³ par an. En y ajoutant les 10 millions de m³ qu'on enlève dans les canaux ouverts (37 km), la production totale de la prise d'eau des dunes est de 28 millions de m³/an.

L'alimentation de la prise d'eau des dunes se fait presque exclusivement par la pluie. Sur le territoire de 3700 ha. auquel l'eau est enlevée par des canaux, cette quantité se monte à 27 millions de m³/an, dont directement ou indirectement 10 millions de m³/an s'évapore et 17 millions de m³/an pénètre dans le sol et est

à l'avantage de la provision d'eau souterraine. Sous la couche d'argile a lieu un découlement insignifiant d'eau douce vers la terre; de la langue d'eau douce sous la mer coule chaque année 2 millions de m³ dans la prise d'eau.

L'alimentation totale de ce terrain se monte avec cela à 19 millions de m³/an, comparé à l'enlèvement de 28 millions de m³/an un déficit de 9 millions de m³/an, qui rapetisse la nappe d'eau douce, la surface d'eau douce et d'eau salée monte. Avec un volume de pores de 40% la montée de la surface d'eau salée et d'eau douce est en moyenne de 0.6 m par an: elle est la plus grande dans la moitié occidentale de la prise d'eau, environ 1 m par an et la plus petite du côté de la terre, 0,25 m par an.

Indépendamment de la montée générale calculée ci-dessus de la surface d'eau salée et d'eau douce, il se produit encore un second mouvement comme suite de la circonstance que l'eau sous la couche d'argile n'est pas enlevée également divisée, mais localement à l'aide de puits. Quand à un pareil puits on enlève de l'eau, alors de tous côtés, des côtés latéraux mais aussi d'en bas, de l'eau afflue vers le filtre placé dans le paquet pleistocène. Les derniers filets liquides croisent la surface d'eau douce et d'eau salée, la font monter par quoi se forment des cônes d'eau salée.

L'eau salée est plus lourde que l'eau douce. L'eau salée dans le sous-sol de la prise d'eau d'Amsterdam a une teneur en Cl' de 17000 mg/l, un poids spécifique de 1020 kg/m³; par contre l'eau douce là-dessus a une teneur de Cl' de 20 à 30 mg/l et un poids spécifique de 1000 kg/m³. Par cette différence de poids spécifique de 20 kg/m³ les susdits cônes d'eau salée ne peuvent pas se développer tranquillement. En même temps avec la montée de la surface une seconde force commence: l'affaissement du cône formé sous l'influence de la gravitation. Aussi d'après des observations dans la prise d'eau d'Amsterdam, les cônes d'eau salée n'ont que des mesures infimes et négligeables.

Entre l'eau toute douce et l'eau toute salée se trouve cependant une zone de transition d'eau saumâtre d'une épaisseur d'environ 10 m. dans laquelle la teneur en Cl' augmente à peu près proportionnellement à la profondeur. Dans la partie supérieure de cette zone de transition se trouve p. e. une eau saumâtre à une teneur en Cl' de 1000 mg/l. A un point de vue d'alimentation en eau cette eau est salée, physiquement, en vue du poids spécifique c'est cependant pratiquement de l'eau douce, elle ne pèse pas 20 kg, mais seulement 1.2 kg par m³ de plus que l'eau douce. Aussi se forme-t-il plus facilement des cônes d'eau saumâtre. Comme nous apprennent les observations, ils peuvent atteindre les puits par où ceux-ci vont produire de l'eau saumâtre. Environ 10 % des puits dans la prise d'eau d'Amsterdam donne de l'eau avec une teneur moyenne en Cl' de plus de 100 mg/l, d'environ 30 % la teneur en Cl' est sensiblement augmentée (en moyenne plus de 40 mg/l).

Que cette salinisation soit en effet le résultat de la montée de cônes d'eau saumâtre est prouvé par la circonstance que l'eau du fond du filtre du puits a une teneur en Cl' plus haute que la moyenne. En mesurant la conductibilité électrique on peut fixer continuellement la valeur de la teneur de Cl' sur la longueur du filtre de 10 m. et de là on peut calculer la teneur en Cl' de l'eau pénétrant à tout point. En général vers un puits salinisé, de l'eau d'une teneur relevée de Cl' n'afflue que sur le mètre inférieur. De cette dernière teneur on a mesuré des valeurs de plus de 2000 mg/l, ce qui mène à une teneur moyenne de plus de 300 mg/l. A l'occasion d'un forage la teneur de Cl' de l'eau souterraine sous un puits salinisé se trouvait être, à peu de distance de la surface, de 1000 mg/l.

Quand on se rend compte de la répartition des puits salinisés sur la superficie de la prise d'eau, on constate qu'ils se trouvent exclusivement dans la partie d'ouest et dans la partie du sud. Dans la partie nord-est de la prise d'eau la formation de cônes d'eau saumâtre n'a pas lieu, ce qu'il faut attribuer à une couche de limon qui s'y trouve.

Cette formation résistante entre le puits et la surface d'eau douce et d'eau salée répartit l'enlèvement local sur une plus grande superficie, par quoi la composante verticale du courant perpendiculairement à la surface d'eau douce et d'eau salée est tellement diminuée qu'elle n'est plus capable de faire monter l'eau saumâtre contre l'action de la gravitation.

Aussi des lieux d'enlèvement d'eau des dunes, dans lesquels sur toute la superficie se trouve une couche ininterrompue de limon n'éprouvent aucun inconvénient de cette salinisation locale des puits.

De ce qui précède il s'ensuit directement, que si l'endroit des puits peut être librement choisi, ils doivent être faits là où au-dessus de la surface d'eau douce et d'eau salée il y a une couche résistante, quelque mal développée qu'elle soit. Si une

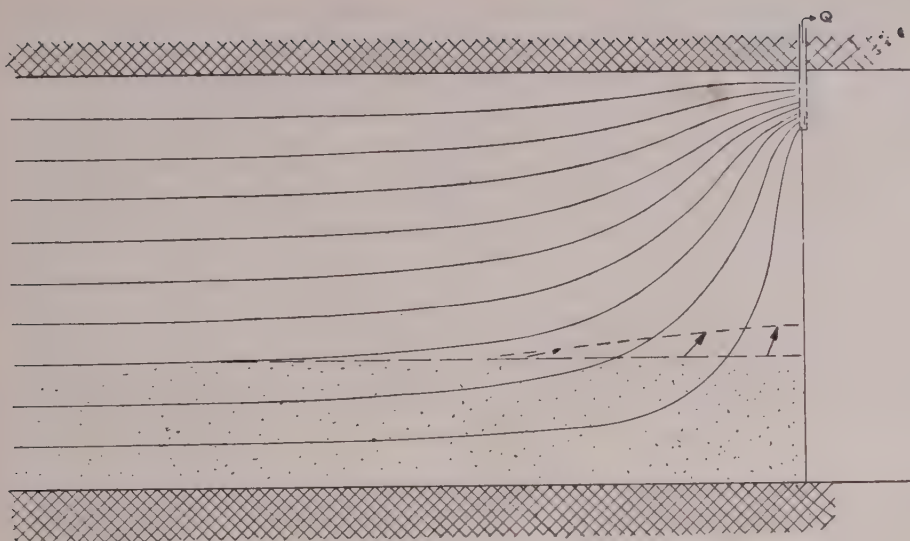


FIG. 2. FORMATION DES CONES D'EAU SALÉE

pareille couche manque tout à fait, on peut restreindre la formation de cônes d'eau saumâtre en choisissant l'enlèvement par puits peu considérable : en pareil cas un grand nombre de petits puits est meilleur qu'un petit nombre de grands puits, car de cette façon-là l'enlèvement de l'eau peut être réparti aussi également que possible. Un puits salinisé, mis hors de service, produit après quelques années de repos de nouveau de l'eau douce. D'une part c'est l'effet de l'affaissement du cône sous l'influence de la gravitation, d'autre part l'effet de la circonstance, que par la différence potentielle entre la mer et le polder « lac de Harlem » de nettement 5 m, il y a au-dessous de la couche d'argile un courant continué dirigé de l'ouest à l'est. L'inclinaison de ce courant se monte environ à 0.3 m par km, dont résulte avec un coefficient de perméabilité de 30 m/jour et un volume de pores de 40 % une véritable vitesse de l'eau souterraine de 0.0225 m/jour.

Le cône d'eau saumâtre d'un puits bloqué se déplace par an 8 m. vers l'est. Une dernière possibilité pour couper court finalement à l'inconvénient de cônes d'eau saumâtre est la division de chaque puits en deux parties, une partie supérieure pour l'eau douce et une partie inférieure pour l'eau salée. Cette eau salée doit être alors transportée vers la mer, ce qui amène cependant beaucoup de frais.

Pour voir plus clair dans le problème des cônes d'eau salée et d'eau saumâtre, on a tâché d'en rédiger un calcul. Dans les calculs mathématiques des courants de l'eau souterraine il est généralement d'usage de schématiser l'aspect du courant et de partir de suppositions simplifiées. Une de ses suppositions est p. e. admettre que l'écoulement d'une nappe aquifère se fait horizontalement, par tranches parallèles, que le potentiel sur la hauteur de la nappe est constant. A la proximité du puits cette supposition est d'une façon si frappante contraire à la réalité qu'un calcul selon un pareil schéma doit mener irrévocablement à des résultats fautifs. Si l'on veut un calcul sûr, il faut que le schéma du courant pour le calcul mathématique s'accorde autant que possible avec la réalité. Cela mènera cependant à un système très compliqué d'équations, pour lesquelles il est impossible de trouver une solution exacte. Le Centre mathématique à Amsterdam a exécuté un pareil calcul où en principe on a négligé seulement la diffusion et l'influence de la différence en viscosité entre l'eau douce et l'eau salée sur le coefficient de perméabilité. La surface d'eau salée et d'eau douce est conçue dans ces calculs comme une surface de discontinuation en considérant le champ de gravitation. Le saut potentiel au passage d'eau salée et d'eau douce a été trouvé de cette façon par une couche de dipôles de cette surface.

Cette solution menait à un système de trois intégrations différentielles qui peuvent être intégrées pas à pas.

Pour restreindre la quantité de calculations qui en résulte, on a supposé ensuite que la forme du plan axial-symétrique pendant tout son développement par une même espèce de surface, p. e. la forme d'une cloche, obtenue par la rotation d'une courbe-Gausx, peut être décrit. Quand on fixe cette forme de cloche par deux paramètres, il est possible de réduire les trois susdites intégrations différentielles à deux équations différentielles dont par intégration pas à pas les deux paramètres peuvent être calculés. Par un enlèvement de 250 m^3 /jour au puits, le levage de la surface d'eau salée se trouvait être négligeable (0,1 m). Si l'on supposait au-dessus de la surface d'eau salée une couche d'eau saumâtre d'un poids spécifique de 1001 kg/m^3 (850 mg Cl/l), il se faisait une situation stationnaire, qu'on atteignait d'autant plus vite que la couche d'eau saumâtre était plus mince. L'influence contrariante du poids spécifique plus grand de l'eau saumâtre paraissait être proportionnelle à la racine de la hauteur et de la courbure du sommet. A la possibilité aussi examinée, d'une surface conique, la pointe paraissait filer directement.

Le résultat des calculs avec une forme de la surface prise auparavant ne contente pas. On pourrait l'améliorer en agrandissant le nombre de paramètres, mieux par résoudre des équations exactes à l'aide d'appareils automatiques.

DETERMINATION DES SALINITES DES EAUX A GRANDES PROFONDEURS DANS LE SOUS-SOL DU ZUIDERZEE PAR PROSPECTION GEOPHYSIQUE

par

A. VOLKER et E. O. HOUTSMA

Ingénieurs des Travaux du Zuiderzee (La Haye — Hollande)

Résumé.

Le rapport traite de l'application de la méthode électrique de géophysique pour déterminer le degré de salinité des eaux souterraines. Les recherches avaient pour objectif l'examen des eaux saumâtres présentes dans un paquet de sables perméables d'une épaisseur de 250 mètres dans le sous-sol du Zuiderzee. Il peut arriver que ces eaux parviennent dans les bas polders asséchés du Zuiderzee sous forme d'eaux d'infiltration.

L'étalonnage de la méthode fut effectuée au moyen de mesures géo-électriques (dispositif de Wenner; courant continu) à l'emplacement même de forages exécutés au préalable jusqu'à une profondeur de 350 mètres. Des échantillons d'eau des pores de ces sables furent pris à différentes hauteurs. Il existe un rapport étroit entre la résistivité électrique de ces liquides (ρ_l) et leur teneur en chlore. D'autre part les mesures électriques firent connaître le rapport existant entre la résistivité ρ des couches de sable en place (grains + pores) et la teneur en chlore de l'eau des pores. On obtient : $\rho = 4,3 \rho_l$, indépendamment de la salinité — la saturation des pores par l'eau étant de 100 %. Ce résultat est comparé avec ceux obtenus par d'autres géophysiciens.

Une grande partie du courant électrique passant dans les couches supérieures, l'influence perturbatrice de ces couches a été examinée. Les quelques difficultés techniques qui se présentaient lors des opérations de mesure sont discutées. Pour les mesures en pleine mer un dispositif spécial (câble à 14 électrodes) a été construit.

Les salinités observées varient entre 15 et 12000 mg Cl⁻ par litre, ce qui correspond à des résistivités ρ de 200 à 1 Ohmmètres.

L'interprétation des résultats obtenus permet de conclure à la présence de plusieurs couches de salinité différente dans le sous-sol.

* * *

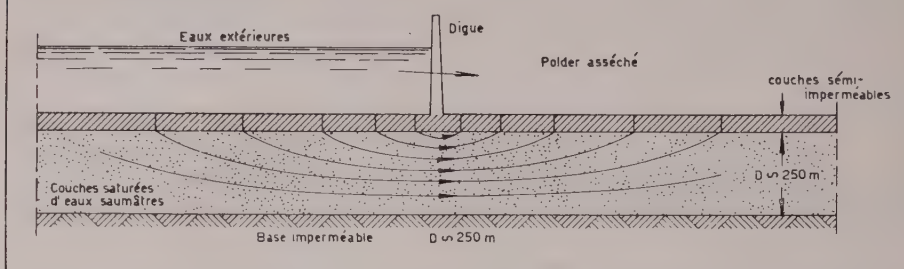
I. — Introduction.

Le barrage du Zuiderzee et l'assèchement de plusieurs polders dans cette mer transformée en lac d'eau douce, « l'Ysselmeer », posent des problèmes hydrologiques dont le caractère est déterminé par la constitution géologique.

Les parties asséchées se trouvant à plusieurs mètres au dessous du niveau du lac, les eaux environnantes tendent à s'infiltrer à travers les digues et le sous-sol. Dans ses grandes lignes, la constitution géotechnique peut être décrite de la façon suivante. Un paquet de sables perméables saturés d'eau d'une épaisseur de 250 mètres environ, est recouvert par des couches d'argile et de tourbe offrant une certaine résistance contre l'infiltration des eaux. Les assises du paquet perméable sont constituées par des argiles marines de l'ère tertiaire. Ainsi un large passage se trouve ouvert à l'eau en dessous du polder. Il est facile de se rendre compte du mouvement des eaux souterraines : pénétration dans les couches superficielles de l'extérieur du polder; mouvement horizontal dans les sables perméables et remontée dans la couche arable (fig. 1).

Or, les eaux déjà présentes dans le sous-sol sont des eaux de mers fossiles dues à des transgressions successives durant la période de sédimentation du paquet perméable. Après l'assèchement d'un polder ce sont donc des eaux saumâtres qui montent dans la couche arable et qui peuvent être nuisibles aux récoltes. En outre les eaux d'infiltration des polders sont déversées par des stations de pompage dans l'Ysselmeer — grand réservoir d'eau douce, qui alimente une vaste partie du pays

fig.1 Infiltration souterraine



pendant les périodes arides. Il est donc nécessaire de connaître avant l'endiguement d'un nouveau polder la quantité d'eau qui s'infiltrera ainsi que la teneur en sel des eaux présentes dans le sous-sol.

Nous laisserons ici de côté le problème hydrodynamique de calcul de la quantité d'eau d'infiltration à laquelle on peut s'attendre et nous nous limiterons à la question de la teneur en sel.

La méthode classique pour connaître la composition chimique des eaux souterraines consiste à forer au moyen de sondes. Dans les forages, on place des filtres munis de tubes, dans lesquels des échantillons d'eau sont prélevés. Vu la constitution géologique, il est nécessaire de pousser ces forages jusqu'à une profondeur de plus de 250 mètres, afin d'explorer tout le paquet perméable. Un assez grand nombre de forages profonds a ainsi été exécuté. Or, il se présente de grandes variations locales dans la composition des eaux. Il serait par conséquent nécessaire d'exécuter un grand nombre de ces forages afin d'explorer toute l'étendue du paquet ce qui provoquerait des dépenses considérables.

On est donc conduit à rechercher une méthode économique susceptible de donner rapidement une idée globale de la teneur en sel. Les méthodes géophysiques permettent de prospecter le sous-sol en effectuant des mesures physiques à la surface du sol. La méthode géo-électrique est toute indiquée pour notre cas, puisque la résistivité électrique est fortement influencée par la teneur des eaux en ions.

II. — Principe de mesure des résistivités.

La résistivité électrique du sous-sol peut être mesurée au moyen d'un dispositif bien connu, proposé par Wenner.

Quatre électrodes punctiformes I_1 , V_1 , V_2 et I_2 sont placées dans un alignement à égale distance entre elles a . Les électrodes doivent être en contact avec les eaux souterraines (fig. 2).

Le courant continu I est injecté et mesuré entre les électrodes extérieures I_1 et I_2 ; on mesure également la différence de potentiel ΔV entre les électrodes V_1 et V_2 . Si le sous-sol est homogène et de résistivité ρ , on a :

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

Dans ce cas on conçoit aisément qu'une variation des grandeurs a , ΔV et I donnera toujours la même valeur de ρ .

Si le terrain n'est pas homogène, le même calcul quelle que soit sa complexité, fournit toujours une valeur de l'inconnue ρ . Cette valeur de ρ ne saurait représenter la résistivité du terrain, puisque ce dernier n'est pas caractérisé par une résistivité unique. On appelle cette valeur, qui dépend de a , résistivité apparente ρ_a .

Pour fixer les idées, considérons le cas de deux couches horizontales de résistivité différente, la première, de résistivité ρ_1 , s'étendant jusqu'à une profondeur h ; la seconde, de résistivité ρ_2 , s'étendant de h jusqu'à une profondeur infinie (fig. 2).

Pour de petites valeurs de la distance a , la valeur de ρ_a , déduite de (1), sera pratiquement égale à ρ_1 , puisque les lignes de courant se concentrent alors dans la couche supérieure. Pour des valeurs de a qui sont grandes par rapport à la profondeur

Mesures géo-électriques

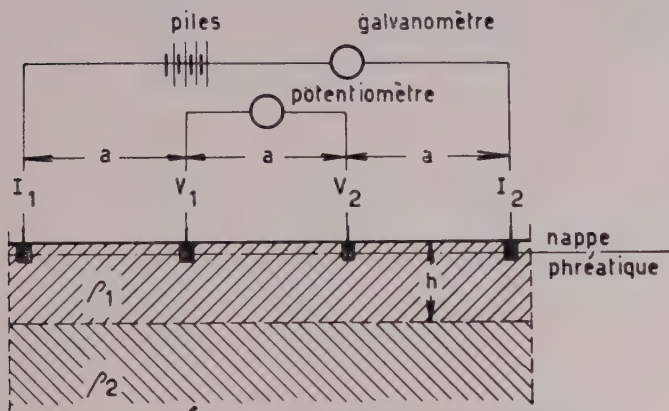


fig. 2 Schéma montrant le principe du dispositif

h la couche supérieure n'exerce que peu d'influence et l'on trouve à peu près ρ_2 . Pour des valeurs intermédiaires de a , on trouve des valeurs de ρ_a , qui dépendent non seulement de ρ_1 , ρ_2 et a , mais aussi de h (fig. 3).

La méthode usuelle consiste à mesurer ρ_a pour différentes valeurs de a et à dresser un graphique.

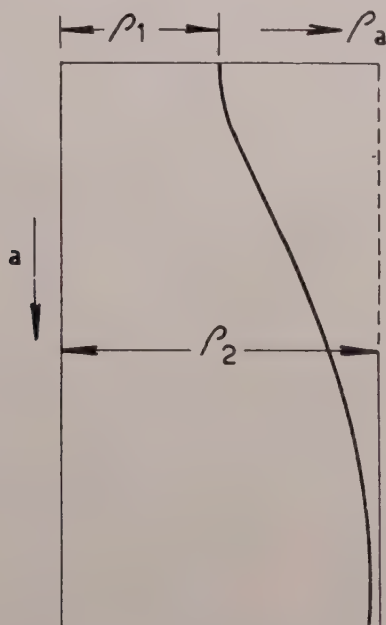


fig. 3 Graphique de $\rho_a - a$

En général la courbe ainsi obtenue est caractéristique pour une série de couches horizontales de résistivité différente.

La connaissance géologique du bassin du Zuiderzee, obtenue par forages, justifie en effet l'hypothèse de départ de couches parallèles et horizontales. En comparant la courbe obtenue à des courbes calculées théoriquement pour des conditions déterminées on peut arriver à une interprétation des résultats trouvés, interprétation qui fait conclure à la présence de deux ou trois, éventuellement quatre couches de telle ou telle résistivité.

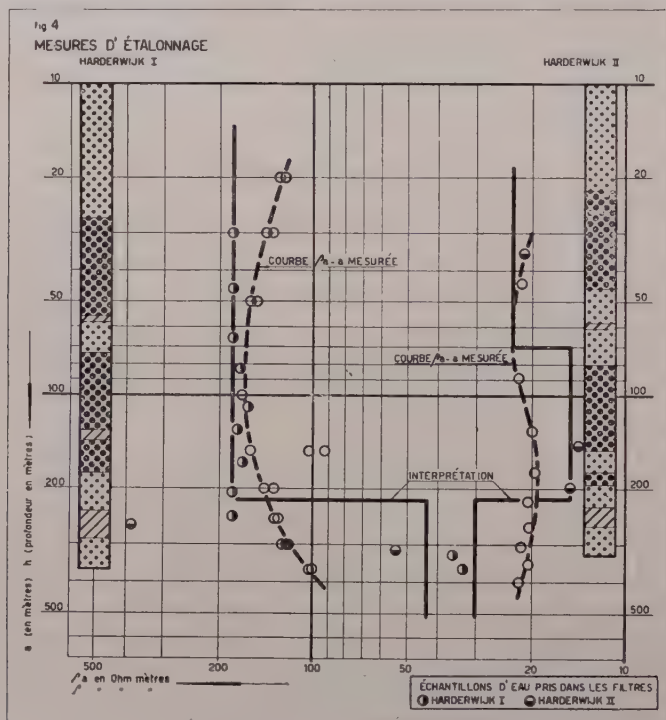
Vu la profondeur de l'investigation à réaliser, il faut opérer avec une distance pour $3a$ d'un ordre de grandeur de 1500 m.

Le choix du courant continu a été dicté par la profondeur de l'investigation désirée : au moins 250 mètres et même 350 mètres de préférence. L'emploi d'un courant alternatif est dans ce cas impossible puisque le courant a tendance à se concentrer à la surface des conducteurs (effet de peau ou skin-effect).

Dans l'exécution des mesures, une difficulté spéciale provient des effets de polarisation sur les électrodes. L'utilisation d'électrodes impolarisables peut remédier à cet inconvénient. Mais par ailleurs une autre perturbation plus grande encore est due à l'existence de courants telluriques naturels et de courants vagabonds. Il est donc indispensable de comparer la différence de potentiel ΔV par renversement du courant et courant zéro, afin d'en déduire l'effet produit seulement par le champ électrique engendré artificiellement.

III. — Mesures pour la mise à l'épreuve et l'étalonnage de la méthode.

La mise à l'épreuve et l'étalonnage ont été facilités par le fait que quelques forages à grandes profondeurs avaient été réalisés au préalable. Ces forages ont été exécutés selon le procédé classique de la soupape à clapet, procédé qui permet de placer, au fur et à mesure qu'on s'enfonce, des filtres munis de tubes destinés au prélèvement d'échantillons d'eau. Ainsi il est possible de déterminer la répartition des salinités dans les sables perméables. Pour chaque échantillon ont été déterminées



la teneur en chlore, la teneur en autres ions et la conductivité électrique. Deux sondages I et II près de Harderwijk (fig. 4) ont atteint une profondeur d'environ 350 mètres; les salinités en chaque point ne varient que très peu avec la profondeur : 20 milligrammes de Cl' par litre dans l'un des cas (I) et 1100 mg Cl' -litre dans l'autre (II). En outre, sont connus les résultats de deux sondages de plus de 200 mètres où l'on trouve des salinités augmentant avec la profondeur. Enfin une série de sondages entre les 80 et les 150 mètres fait également connaître la composition chimique de l'eau des pores des sables. En général les salinités varient entre 15 et 12000 mg Cl' /litre.

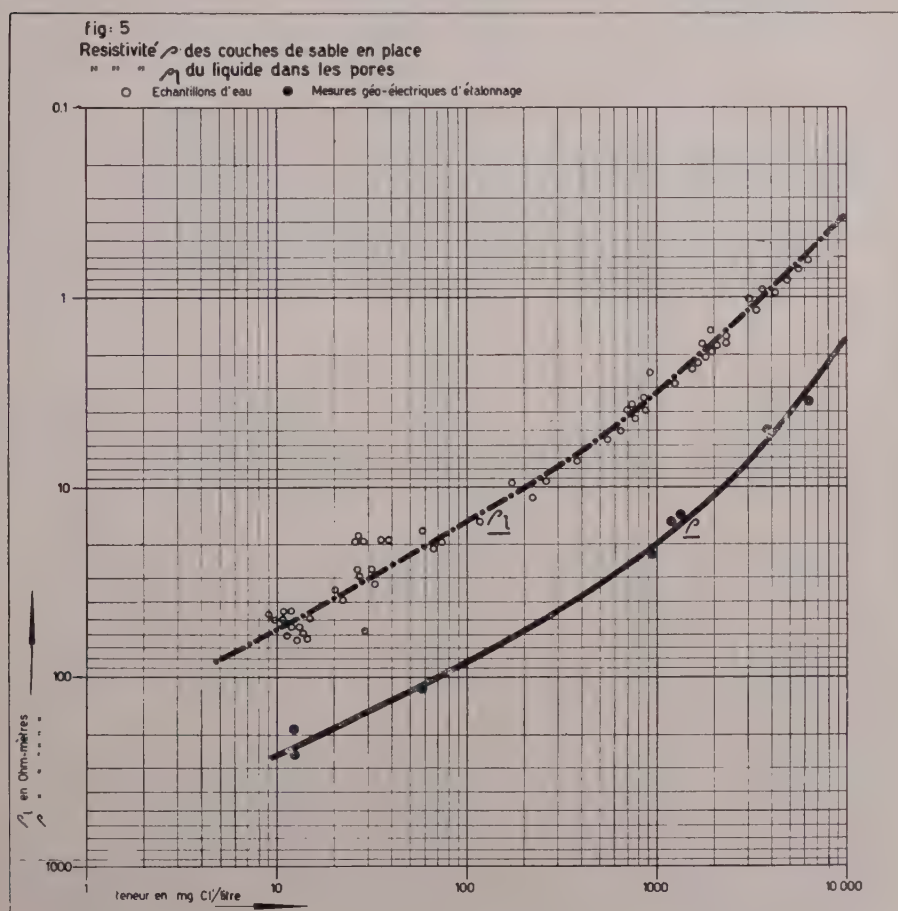
Les analyses démontrent qu'il existe une bonne corrélation entre la teneur en chlore et la résistivité électrique ρ_l du liquide des pores (fig. 5).

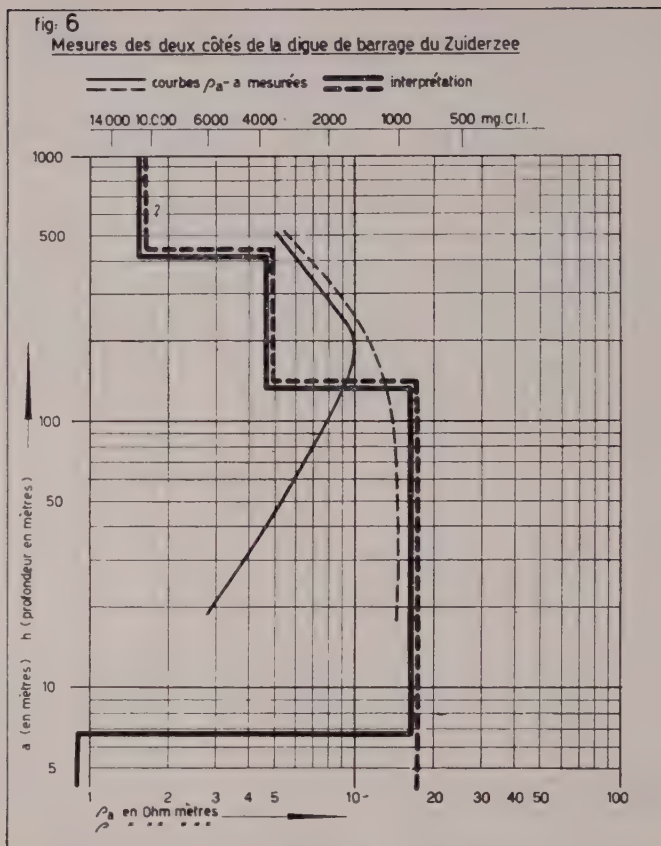
Ceci s'explique par l'histoire géologique : les eaux saumâtres du sous-sol sont des eaux de mers fossiles de salinité plus ou moins affaiblie. Etant donné de plus que le chlore occupe la place la plus importante dans la composition, il est évident qu'on peut trouver une relation entre la teneur en chlore et la résistivité. La résistivité ρ des couches de sable en place — constituées par les grains et les eaux des pores — est plus grande que ρ_l puisqu'une section à travers la masse est en partie constituée par le matériel de grande résistivité que représentent les grains.

On a par conséquent :

$$\rho = \alpha \times \rho_l \quad \text{où } \alpha > 1.$$

Les mesures géo-électriques permettent de déterminer ρ et non pas ρ_l . L'essen-





tiel est donc d'obtenir la valeur de α , c'est-à-dire, la relation existant entre la résistivité des couches de sable en place et la teneur en chlore des eaux dans les pores. Mesurer cette résistivité au laboratoire sur un échantillon plus ou moins remué, n'aurait aucun sens. Ainsi que le remarque le prospecteur français M. Cagniard la résistivité doit être mesurée sur les formations en place, par les méthodes même qui servent à la prospection, ce qui offre aussi l'avantage — du fait qu'on opère sur un grand volume de terrain — de faire connaître une résistivité moyenne, beaucoup plus caractéristique que celle d'échantillons.

Il convient donc d'étalonner la méthode géo-électrique en effectuant des opérations de mesure à l'emplacement même des sondages mentionnés ci-dessus et de comparer les résultats obtenus. Les mesures font connaître, après interprétation des courbes $\rho_a - a$, les résistivités dans le sous-sol; ces valeurs ont été portées sur le même graphique que les teneurs en chlore obtenues par les échantillons d'eau prélevés dans les forages (fig. 5). On remarque que ρ est effectivement plus grand que ρ_l et que, compte tenu de l'échelle logarithmique utilisée, la valeur de α est indépendante de la teneur en chlore, comme on devrait s'y attendre.

Ainsi un fait déjà bien connu par des expériences de laboratoire et par des considérations théoriques a été confirmé par ces essais à grande échelle.

Une expérience très intéressante pour la mise à l'épreuve de la méthode géo-électrique a été faite sur la digue de barrage du Zuiderzee. Cette digue sépare les eaux de mer — dans le « Waddenzee » — des eaux douces emmagasinées dans « l'Ysselmeer », lac artificiel de formation récente. En un point quelconque de la digue, on trouve une certaine salinité des eaux du sous-sol tandis que les couches supérieures influencées par les eaux de surface n'ont pas, de part et d'autre de la digue, les mêmes salinités.

Il était donc significatif d'exécuter deux mesures en un point déterminé de la digue, les électrodes plongeant successivement dans chacun des deux réservoirs contigus.

On obtient, comme on pouvait s'y attendre des courbes $\rho_a - a$ entièrement différentes l'une de l'autre (fig. 6). En effet pour des petites valeurs de a , les courants se propagent dans les couches supérieures de résistivité selon qu'il s'agit d'un côté ou de l'autre de la digue (eaux de mer : 16000 mg Cl/litre contre 200 mg Cl/litre pour les eaux de l'Ysselmeer). Les deux courbes se rapprochent pour les grandes valeurs de a , car la couche supérieure ne joue alors qu'un rôle secondaire. L'interprétation des mesures permet de conclure à une même résistivité des couches à partir d'une certaine profondeur.

IV. — Relation entre la résistivité des couches de sable et la teneur en chlore des eaux des pores de ce sable.

D'après la fig. 5, la valeur de α serait :

$$\alpha = 5,35$$

et ceci, indépendamment de la salinité. Avant de comparer cette valeur avec les résultats obtenus par d'autres auteurs, il faut, du fait que les résistivités ρ_l et ρ ne se rapportent pas à la même température, effectuer des corrections. Les valeurs de ρ obtenues sur les formations en place se rapportent à la température moyenne des eaux dans le paquet perméable, soit à 10° C. Les valeurs de ρ_l déterminées dans des échantillons d'eau ont été étalonnées pour une température de 18° C.

Tenant compte de cette différence, on arrive à :

$$\alpha = 4,3$$

M. Sundberg *) essaie de calculer théoriquement cette valeur en estimant que le matériau des grains en forme de sphères est isolant et en considérant la surface variable qui existe entre les grains comme conductrice du courant. Il arrive ainsi à la conclusion que la valeur de α est fortement influencée par le volume spécifique p des pores et que cette valeur est indépendante du diamètre des sphères. Pour la porosité du cas qui nous occupe ($p = 0,35$), M. Sundberg présente $\alpha = 4$ à 5, ce qui s'accorde assez bien avec la valeur trouvée.

Des essais de laboratoire ont conduit M. Klinkenberg **) à la formule simple :

$$\rho_l = \rho \frac{L}{p}$$

où p = porosité

L = coefficient « lithologique ».

Dans notre cas, nous arrivons à $L = 4,3 \times 0,35 = 1,5$. M. Klinkenberg a trouvé une valeur pour L de 1,4 à 2,0. Enfin, le laboratoire géophysique de Delft a trouvé $\alpha = 4$ pour des échantillons de sable de la même porosité. Dans tous ces cas, il s'agit d'une saturation complète des pores par l'eau.

La relation obtenue démontre que la résistivité est très sensible à la teneur en chlore. Ce fait justifie l'application de la méthode électrique pour le but envisagé.

D'autre part les résultats obtenus s'appliquent tous aux couches de sable du paquet perméable. Si la dimension des grains n'est pas la même pour toutes les couches, les porosités ne diffèrent que très peu, ou l'origine fluviale des sédiments.

On sait que le problème de la résistivité de l'argile et de la tourbe est beaucoup plus compliqué que celui du sable. Heureusement on ne trouve que très rarement des argiles dans le paquet perméable. La relation entre la résistivité et la teneur en chlore des couches superficielles d'argile et de tourbe peut nous être indifférente, puisque nous avons le moyen de connaître les salinités de ces couches supérieures par des forages peu profonds et par conséquent assez économiques. Dans notre inventaire, ces couches figurent plus ou moins comme un perturbateur dont l'effet diminue rapidement en faisant agrandir la longueur a .

*) Karl SUNDBERG, Electrical conductivity of soils and rocks.

**) L. J. KLINKENBERG, Analogy between diffusion and electrical conductivity in porous rocks. — *Bulletin of the geological society of America*, June 1951, Vol. 62.

Il en est de même pour les assises plus ou moins argileuses en dessous de 250 ou 300 mètres. En effet, puisqu'aucun courant d'eau d'importance ne peut pas se produire dans ces couches, leur véritable teneur en sel ne présente pas de grand intérêt.

V. — Mesure de la répartition des salinités dans le sous-sol.

Après mise à l'épreuve et étalonnage, il a été possible d'entreprendre le véritable programme des recherches : détermination des salinités des eaux dans le sous-sol en des points quelconques. Les mesures donnent en premier lieu le graphique $\rho_a - a$;

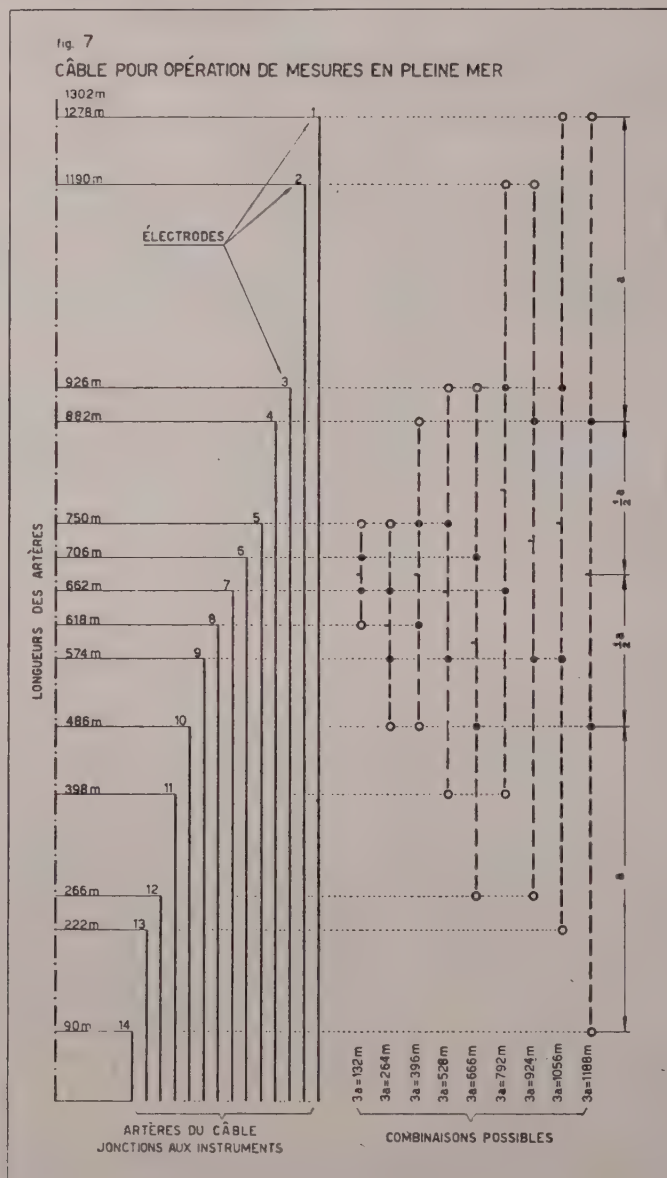




Fig. 8. — Photo du lancement du câble.

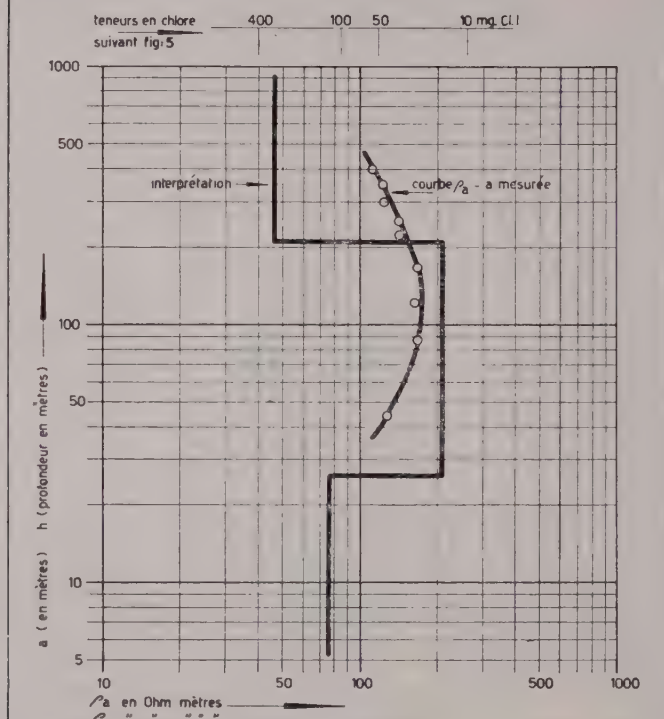
l'interprétation de ce graphique — c'est-à-dire son analyse pour conclure à l'existence d'une série de couches de telle et telle résistivité n'est pas toujours facile. (fig. 9).

Dans le second paragraphe de cet exposé, nous avons parlé de l'emploi de courbes calculées théoriquement, et constituant un « catalogue », mais ce catalogue est toujours incomplet. Heureusement, les sondages de repère fournissent le moyen d'interpoler entre les mesures électriques d'étalonnage. En outre pour des cas où l'interprétation s'écarterait trop du catalogue ou des mesures d'étalonnage, une série de courbes s'appliquant aux cas particuliers a été calculée par le « Mathematisch Centrum » d'Amsterdam.

Les mesures nécessaires dans le bassin du Zuiderzee ont été exécutés en partie dans les polders asséchés — les électrodes plongeant dans les eaux d'un canal ou fossé —, en partie sur les digues — les électrodes se trouvant dans l'eau du lac, enfin en partie dans un point quelconque du lac. Pour ces dernières mesures un dispositif spécial de câbles conducteurs a dû être construit. Il est en effet très difficile de placer les quatre électrodes en pleine mer exactement aux distances voulues.

Pour remédier à cet inconvénient, un câble contenant 14 artères isolées a été construit. Chaque artère de longueur différente se termine par une électrode, chaque

fig. 9
Mesure des salinités



électrode pouvant être séparément jointe aux instruments de mesure. Les distances ont été choisies de telle façon que neuf combinaisons peuvent être réalisées, chacune de ces combinaisons étant constituée par deux électrodes extérieures comme pôles de générateur et deux électrodes intérieures comme électrodes de potentiel (fig. 7). Pour chaque combinaison, les distances réciproques a des quatre électrodes employées doivent être chaque fois égales. La dimension de a diffère pour chaque combinaison. Pour les neuf combinaisons citées, cette distance varie entre $a = 44$ et $a = 396$ m. Ainsi neuf points peuvent être situés sur le graphique $\rho_a - a$.

Le câble, monté sur un treuil, est placé sur le gaillard d'arrière d'un petit remorqueur (fig. 8). Pour exécuter un sondage électrique le bout du câble était fixé à une ancre pourvue d'une bouée de reconnaissance et, tandis que le remorqueur navigait en ligne droite, le câble se déroulait pour couler jusqu'au fond du lac. Ensuite le remorqueur allait mouiller l'ancre.

Les différents raccordements étaient effectués au moyen d'un interrupteur.

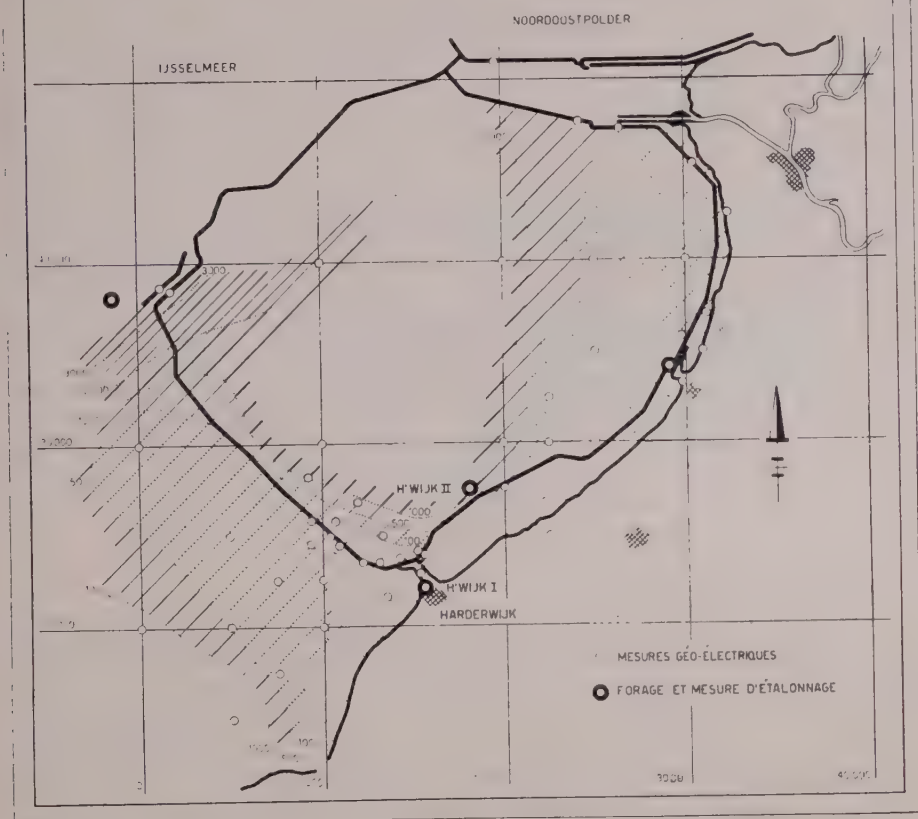
La méthode de lancement du câble s'est avérée bonne, puisque même après avoir été employé 43 fois le câble n'était absolument pas dégradé. Dans des conditions favorables, on arrive à exécuter 4 sondages électriques par jour.

Au total, 92 mesures ont été exécutées, dont 51 sur la terre ferme. En certains points, deux mesures avec des directions différentes du câble, furent effectuées, l'une en disposant le câble parallèlement, l'autre perpendiculairement à la direction des isohalines (fig. 10).

En 1951 et 1952, les mesures se sont pratiquement limitées à une partie du sud-est de l'Ysselmeer, en vue du programme de construction, d'un nouveau polder : le « Flevoland », et de l'établissement éventuelle d'une prise d'eau pour l'alimentation en eau potable. Il a été constaté qu'il existe justement dans cette région de grandes

fig 10

CARTE DES MOYENNES DES
TENEURS EN CHLORE DANS LE PAQUET PERMÉABLE (∞ 250 m)



différences de salinité, différences qui rendent l'application de la méthode électrique particulièrement désirable.

Les renseignements obtenus permettent de distinguer dans le sous-sol, en de nombreux points, trois ou quatre couches avec des salinités différentes. Pour donner une esquisse simple de ces résultats, les moyennes des salinités dans la couche perméable ont été calculées (fig. 10).

Les eaux les moins saumâtres se trouvent du côté des collines sablonneuses du « Veluwe » où s'infiltrent des eaux de pluie. La répartition des salinités sur la carte montre quelques anomalies qui peuvent s'expliquer par la constitution géotechnique et par d'autres données de caractère hydrologique.

Les mesures doivent être complétées au cours de 1954.

RECHERCHES HYDROLOGIQUES PAR DES MODELES ELECTRIQUES

par

G. P. FELIUS

Ingénieur à l'Institut d'Etat
pour l'Alimentation en Eau Potable, La Haye

Résumé.

Nombre de problèmes dans le domaine de la géo-hydrologie sont trop compliqués pour être résolus par des méthodes mathématiques ou graphiques.

Il est bien connu que dans ces cas on peut essayer de résoudre ces problèmes par des recherches par modèles réduits, qui constituent une imitation du phénomène à étudier.

Il n'est pas nécessaire de reproduire tous les aspects de la réalité dans le modèle. Il suffit d'imiter un phénomène qui se déroule selon les règles analogues à celles du problème de la réalité.

C'est ainsi que le mouvement de l'eau souterraine peut être imité, entre autres, par le mouvement du courant électrique dans une matière conductrice.

Dans le rapport en question l'application de la méthode électrique à un cas spécial, à savoir l'influence d'une excavation très étendue dans un terrain sablonneux incliné sur le niveau de l'eau souterraine, sera discutée.

* * *

1. — Introduction.

L'application pour la solution de problèmes hydrologiques, de modèles à échelle réduite, basée sur le principe de la similarité du mouvement de l'eau souterraine, et du courant électrique dans une matière conductrice, est bien connue.

Depuis plusieurs dizaines d'années on rencontre dans la littérature des publications sur l'application de cette méthode pour la solution de problèmes du mouvement de l'eau souterraine, tel que la détermination du niveau phréatique dans des barrages en terre, ou la détermination de la pression de l'eau souterraine contre les fondations de certaines constructions, telles que des écluses, etc.

Dans la présente notice une application du principe électrique à un champ de courant de l'eau souterraine de grande étendue sera discutée.

2. — Le principe de la méthode électrique.

Pour la solution des problèmes concernant le mouvement de l'eau souterraine par des recherches sur modèles à échelle réduite, il n'est pas nécessaire de reproduire tous les aspects de la réalité. Il suffit d'imiter un phénomène qui se déroule selon des règles analogues à celles du problème de la réalité, c'est-à-dire il faut que l'équation fondamentale du phénomène effectué dans le modèle soit conforme à celle de l'écoulement de la réalité.

Ces modèles possèdent donc le caractère de machines à calculer.

L'équation fondamentale de l'écoulement potentiel de l'eau souterraine est celle de Laplace :

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0.$$

dans laquelle :

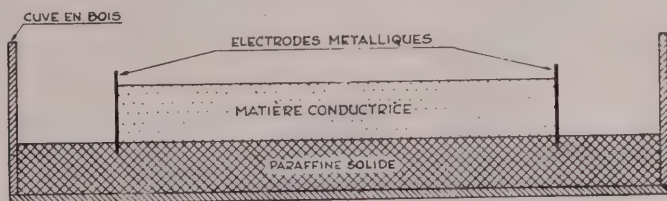
φ désigne un potentiel,
 x , y et z les coordonnés.

L'équation de Laplace est aussi l'équation fondamentale du mouvement du courant électrique dans une matière conductrice, φ désignant un potentiel électrique et x , y et z les coordonnés.

Cela veut dire qu'on peut, sous certaines conditions, imiter l'écoulement potentiel de l'eau souterraine par le mouvement d'un courant électrique dans une matière conductrice.

3. — Description des modèles électriques appliqués dans le laboratoire hydrologique de l'Institut d'Etat pour l'Alimentation en Eau potable.

Les modèles sont composés d'électrodes et de matières conductrices. Le courant électrique imite l'eau souterraine, les matières conductrices le sol poreux ; le potentiel électrique représente le potentiel de l'eau souterraine.



COUPE D'UN MODÈLE ÉLECTRIQUE

Fig. 1.

SCHEMA D'UN MODÈLE ÉLECTRIQUE

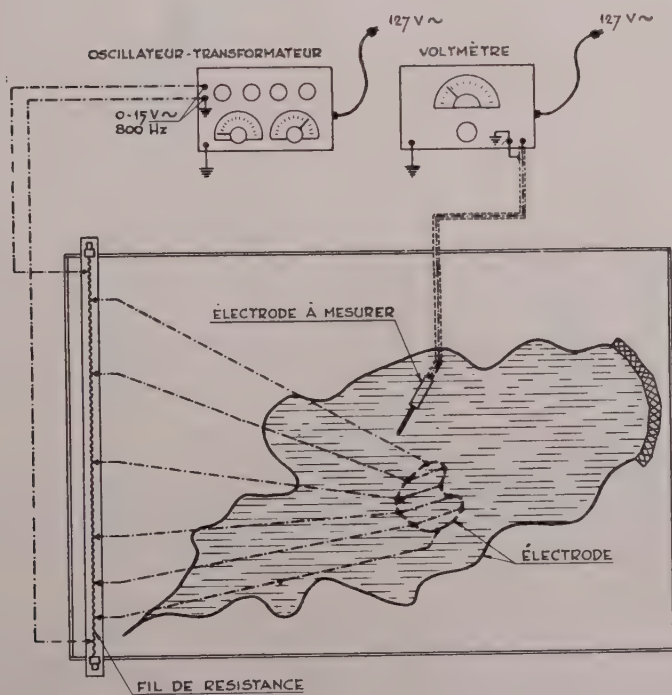


Fig. 2.

CARTE DU TERRAIN



Fig. 3.

Les modèles sont construits dans une cuve isolante, le fond est composé d'une couche de paraffine consistante.

Pour l'introduction des conditions aux limites, par exemple des potentiels connus, on pose des électrodes métalliques dans la paraffine.

Les matières conductrices sont composées, par exemple, d'eau plus ou moins salée ou de solutions d'agar-agar (gélose), de gelatine ou d'une cellulose colloïdale.

Les matières conductrices se trouvent entre les électrodes au-dessus de la paraffine.

La fig. 1 donne une coupe sur un modèle électrique.

Il est nécessaire d'utiliser un courant électrique alternatif, afin d'éviter la polarisation aux électrodes, qui y causerait des résistances infinies.

C'est pour la même raison que la période du courant alternatif du réseau électrique, étant de 50 Herz à la Haye, est augmentée jusqu'à 800 Herz au moins. Les potentiels électriques, appliqués au laboratoire de l'Institut d'Etat, pour des raisons de sécurité, varient de 0 à 15 Volts.

Le champ électrique peut être tracé par moyen d'un voltmètre, en posant un électrode à mesurer à tous les endroits du champs où l'on veut connaître le potentiel.

Il importe d'utiliser un voltmètre à grande résistance interne pour ne pas introduire un électrode imitant un puits de pompage, qui changerait le champs à tracer.

Au laboratoire de l'Institut d'Etat on emploie un voltmètre électronique.

Les quantités d'eau sont représentées par des quantités de courant électrique :

ARRANGEMENT DES RECHERCHES

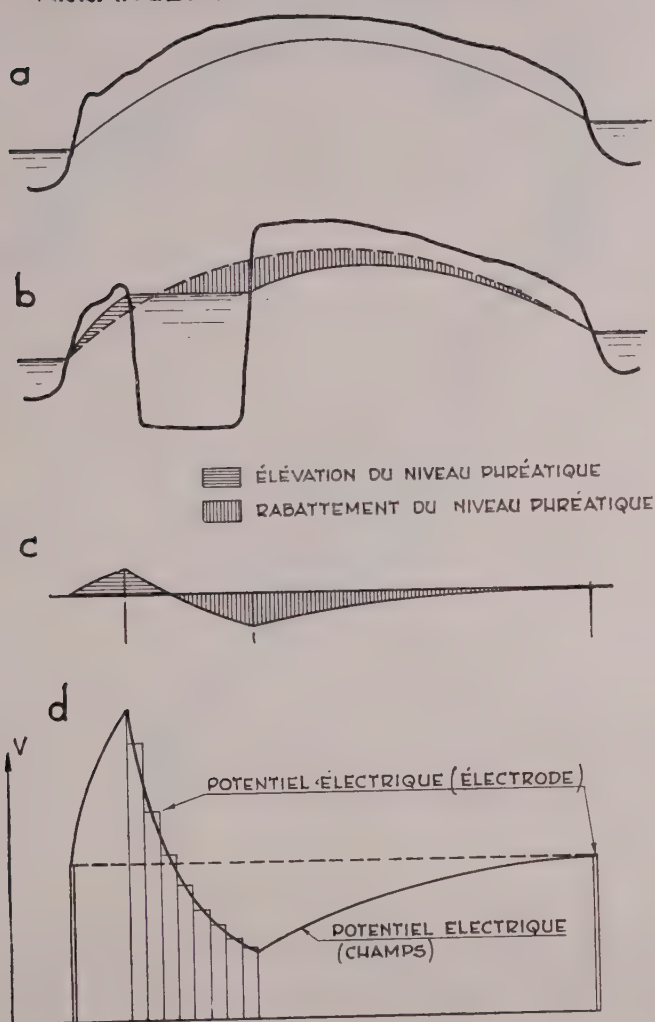


Fig. 4.

elles peuvent être mesurées par un ampèremètre. Pour l'interprétation des quantités il faut déterminer l'échelle du modèle.

Au laboratoire de l'Institut d'Etat le courant électrique alternatif est obtenu du réseau électrique par moyen d'un générateur-oscillateur.

Les différents potentiels électriques sont obtenus par moyen d'un fil de résistance, dont on peut dériver les potentiels désirés.

La fig. 2 donne le schéma d'un tel modèle électrique.

4. — Un cas spécial d'application d'un modèle électrique.

a. Le problème.

Dans un terrain sablonneux, limité par une mer, on veut excaver du sable et du gravier. La fig. 3 donne une carte du terrain avec les excavations projetées.

CHANGEMENT DU NIVEAU PHRÉATIQUE 1

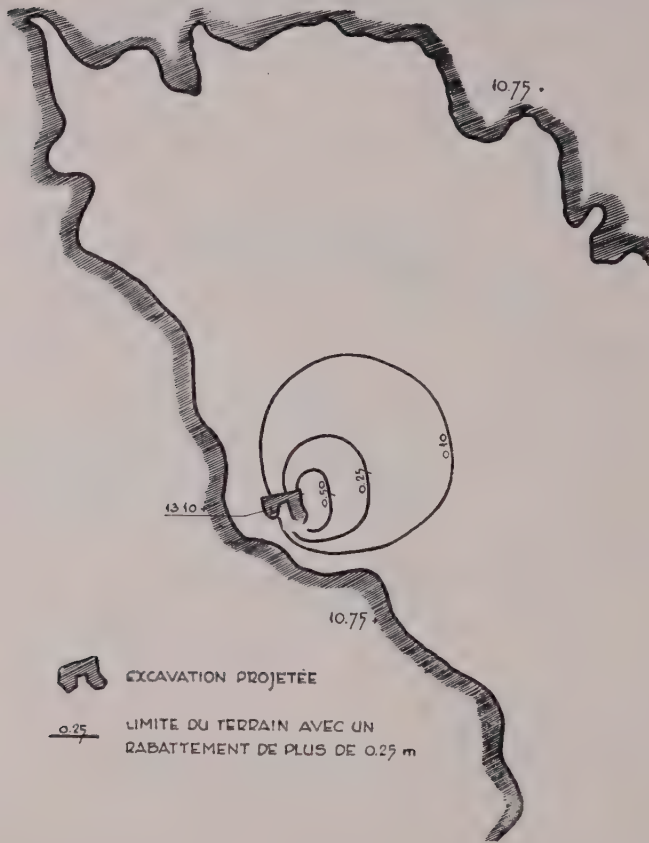


Fig. 5.

Les excavations auront des profondeurs de 25 mètres environ. Après l'extraction des matériaux désirés, des lacs resteront.

Le problème hydrologique de ce projet concerne l'influence des excavations sur le niveau phréatique dans les environs.

Un rabattement important du niveau phréatique peut causer de grandes difficultés pour l'agriculture dans cette région, spécialement pendant le printemps.

Par moyen de puits d'observation le niveau phréatique actuel a été déterminé.

Les rabattements qui seront effectués par les excavations furent déterminés par des recherches sur un modèle à échelle réduite basé sur le principe électrique.

b. Arrangement des recherches.

Le sous-sol se compose d'une couche de sable et de gravier d'une grande épaisseur (25 m environ) au-dessus d'une base imperméable, de sorte qu'il suffit d'imiter seulement la couche de bonne perméabilité.

Aux limites du champs il y a un niveau constant, imité dans le modèle par un potentiel électrique constant.

Dans les lacs qui resteront après les excavations il y aura aussi des niveaux moyens constants.

La première question à répondre est : quels seront les niveaux dans les lacs ?

Ensuite : quels seront les changements du niveau phréatique dans les environs ?

CHANGEMENT DU NIVEAU PHRÉATIQUE 2

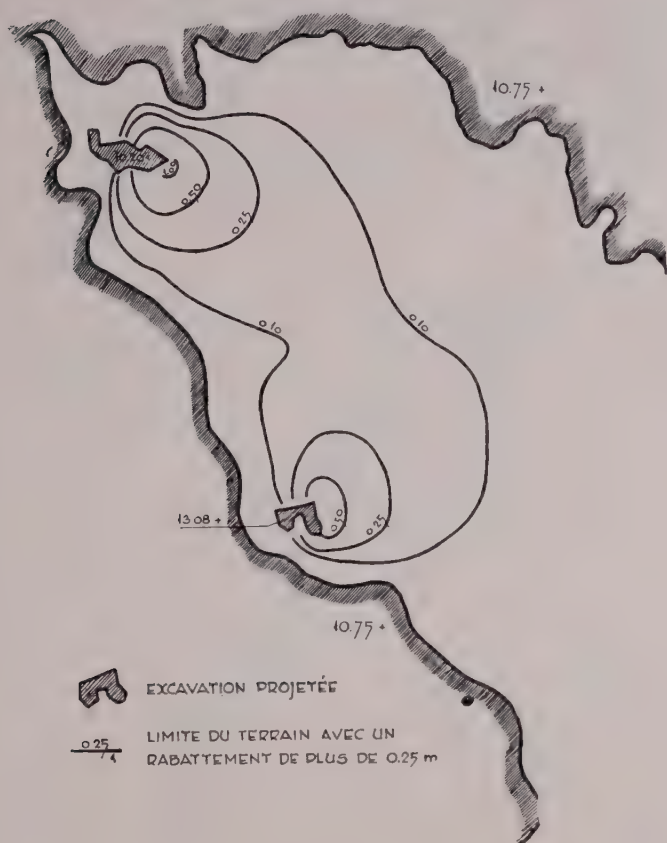


Fig. 6.

Les changements du niveau à l'endroit d'un lac sont illustrés en principe dans la fig. 4.

La fig. 4a donne une section du terrain sur un des lacs. Le niveau phréatique actuel et celui qui s'instituera après l'excavation sont indiqués dans les figures 4a et 4b.

Dans la fig. 4c les changements du niveau sont indiqués sur une ligne droite.

La courbe de la ligne des changements de niveau peut être dérivée d'une carte du niveau phréatique actuel.

Il faut maintenant transposer cette figure dans le modèle. Le lac est imité par des électrodes, de sorte que la courbe de la ligne de changements de niveau à l'endroit du lac est représentée d'une manière satisfaisante (fig. 4d).

Reste à déterminer la ligne du potentiel zéro, c'est-à-dire le potentiel d'électrode imitant la mer.

A cette fin il faut considérer que la quantité de la précipitation dans la région en question, ainsi que la quantité d'eau, passant par le sous-sol, ne changent pas par suite des excavations. Dans le modèle seulement les changements de niveau sont imités, c'est-à-dire la quantité d'électricité totale, transportée par les électrodes imitant la mer doit être zéro.

Done, dans le modèle il ne faut pas donner à ces électrodes un potentiel déterminé mais celui, induit par les potentiels des électrodes représentant le lac sera le potentiel zéro du problème (fig. 4d).

CHANGEMENT DU NIVEAU PHRÉATIQUE 3



Fig. 7.

En comparant le potentiel-zéro avec les potentiels introduits, le niveau de l'eau dans le lac est trouvé.

Les changements du niveau dans les environs peuvent être mesurés en relation avec le même potentiel-zéro.

S'il y a deux excavations, il faut déterminer l'influence réciproque de l'une sur le niveau de l'autre. Ceci peut être exécuté par la méthode décrite plus haut, en mettant en court-circuit les électrodes de la deuxième excavation. Le potentiel effectué à ces électrodes donne le rabattement du niveau dans cette excavation par l'influence du premier lac.

Après avoir introduit les changements de niveau aux endroits des deux lacs dans le modèle, le champs électrique des deux excavations combinées peut être mesuré.

Le champ causé par plusieurs excavations peut être obtenu de la même façon.

Une autre méthode est de déterminer l'influence de chacune des excavations et de les superposer.

c. Quelques résultats.

La fig. 5 donne une carte des changements de niveau causée par une des excavations. La fig. 6 donne une carte des changements de niveau par suite de deux excavations; l'influence réciproque de l'une sur l'autre est pratiquement nulle.

La fig. 7 donne les changements des niveaux effectués par trois excavations.

La troisième excavation induit un niveau d'eau dans le premier lac plus bas que dans la situation, donnée par la fig. 5.

d. *Remarque.*

Les recherches par moyen de modèles électriques donnent la possibilité de déterminer la forme et la grandeur les plus économiques des excavations dans un terrain trop compliquée pour une schématisation des calculs.

Elles permettent également de déterminer l'influence, exercée par un canal de communication entre les excavations et la mer.

5. — **Conclusion.**

Les modèles à échelle réduite, basés sur le principe électrique, se sont montrés très utiles pour la solution de problèmes concernant les champs de courant de l'eau souterraine de grande étendue.

La Haye, 1954.

CHEMICAL QUALITY OF WATERS OCCURRING IN THE JORDAN VALLEY AREA

by

George R. WILSON
Hydrologist

and

David H. WOZAB
Geologist

Introduction.

This report is based primarily upon studies made in connection with the Yarmouk-Jordan Valley refugee resettlement scheme.

Of the analytical work, part was done by the Government Central Laboratory and part by the authors. The latter may be identified by the presence of a pH determination. In these, hardness, calcium, and magnesium were determined by the Schutzenbach method; sulfate by the tetrahydroxyquinone method; and nitrate, boron, and pH colorimetrically; sodium was obtained by difference in all cases. A Betz Conducto-Bridge, Model XB-14, was used for conductivity measurements, all of which were made by the authors.

The authors wish to extend their thanks to the Government of the Hashemite Kingdom of the Jordan, and to Michael Baker, Jr., Inc., and the Harza Engineering Co. for the opportunity to present this paper for publication.

Physiography.

Rainfall.

Annual rainfall within the Jordan Valley itself varies from approximately 100 mm at the Dead Sea to 400mm at the southern end of Lake Tiberias. Both to the east and to the west, however, the orogenic effects of the mountains cause greatly increased precipitation, reaching 700 to 800 mm per year in the vicinities of Salt, Ajlun and Ramallah. This is highly seasonal, the rains occurring primarily between November and March. Many of the springs are highly responsive to rainfall, and as a result may be expected to show appreciable variation in quality throughout the year. This observation applies, of course, even more strongly to surface waters. Most of the samples upon which this report is based were collected well along in the rainy season, and hence probably represent nearly maximum quality.

Topography

For convenience of study and hydro-quality analysis, the Jordan Valley area is subdivided into four topographic subareas.

West Jordan subarea : The portion of land lying to the west of the Jordan River between Lake Tiberias and the Dead Sea, excluding the Ghor area of the Jordan Rift Valley.

Rift Valley subarea : That portion of land occurring between the rift faults (essentially that area below the — 200 meter contour line — Figure 1) and is composed of the Ghor areas.

Ajlun subarea : The structural dome composing the northern portion of the east Jordan area. The western portion of the plateau area is included in this subarea.

Salt subarea : Structural dome composing the southern portion of the east Jordan area. This subarea also includes the western portion of the plateau area.

General Geology

A brief description of the general geology, water bearing and quality characteristics, and principal locality are given in Table I. This chart is based primarily upon the work of Ionides and Blake (1939) and Quennell (1951) and to which reference may be made for more detailed description.

Table I. General Geology of the Jordan Valley Area

Era	Period	Epoch or Series	Physical Characteristics	Water Supply	Locality or Topographic Subarea
Cenozoic	Quaternary	Recent Pleistocene	In ghor area, sediments are loamy — looking marls of fine textured soils. Near cliffs and in wadis the sediments are coarse and may grade into gravels and conglomerates	Abundant, though yields may be small and waters of questionable quality.	Rift Valley Subarea
		Pliocene	Series of conglomerates, sandstone and diluvium beds. Talus material along foothills.	Minor Importance; Waters may be saline.	Rift Valley Subarea
	Tertiary	Miocene	Largely absent	—	—
		Oligocene	Absent	—	—
		Eocene	Upper is flinty limestones and nummulitic limestones. Lower consists of marls and Chalks.	Many medium and small springs originate from this formation. Water is of excellent quality.	Belqa series Ajloun Subarea
Mesozoic	Cretaceous	Senonian	Charts with hard limestone beds overlaid by bituminous chalk with flint beds.	Upper Senonian containing the chert beds is a major aquifer. Water, generally is of good quality.	Formation — West Jordan Subarea
		Turonian	Yellow limestone and clays, with marls and gypsum at base.	Contains some small springs; only of local importance	Ajlun series — Subarea
		Cenomanian	Varies from dolomitic limestone to fracture limestone. Lower portion of limestone is interbedded with clays.	Formation is good aquifer, and water is of excellent quality	Formation — West Jordan Subarea
	Jurassic	Albian Aptian	The Albian-Aptian series appears to be a near shore marine deposit consisting of interbedded clays and limestone.	Good aquifer, but water varies widely in quality	West Jordan Subarea
		Sandstone	This formation is the equivalent of the Albian-Aptian, and consists of shales and sandstones, interbedded with, and overlain by, loosely-consolidated pink, red and white sandstones.	Essentially an aquiclude. Some very small springs of poor quality.	Salt Subarea
Triassic	Zarqa Group	Nubian sandstone		Water possibilities unknown but this group supplies only a very minor amount of water to springs which is of poor quality.	Salt Subarea



Fig. 1

Discussion.

Types of Water.

For purposes of classification, the waters (surface, spring and bore) are identified according to the predominant cation and anion equal to or exceeding 50 per cent of the sum total of each group. If the predominant ion is less than 50 per cent, then the water is classified according to the first two predominant ions of each group equal to or exceeding 50 per cent (Poland, 1946). For example :

Calcium Bicarbonate water : This is a water type in which the calcium ion (cation) and bicarbonate ion (anion) each are equal to or exceed 50 per cent of their respective groups.

Calcium Magnesium Bicarbonate water : This type is a water in which the predominant ion (calcium) is less than 50 per cent, thereby necessitating the use of the second predominant ion (magnesium) to identify the cation portion of the water. The ion listed first is that of the greatest concentration. The bicarbonate ion is defined as above.

Thus, various combinations of cations and anions may be used to correlate similar water types or perhaps to identify certain waters with a particular area or geologic formation.

Major Rivers.

Three major rivers enter into the Jordan Valley area: the Jordan River which flows the length of the Valley and empties into the Dead Sea; the Yarmouk River which enters the Valley from the north east and flows into the Jordan River; and the Zerqa River which lies between the Ajlun and the Salt subareas, and drains into the Jordan River.

The Jordan River was sampled in two localities (figure 1, location 1 and 2); the upper location is just below Wadi Malih and the water is a sodium chloride type, perhaps reflecting to some degree the influence of the Wadi Malih stream which is also a sodium chloride water (Table II). The lower sampling point is at the Allenby Bridge; the water type is also a sodium chloride water (figure 3) but the sodium content has increased about 15 per cent and the chloride content by about 6 per cent. Much higher increases in sodium chloride content have been reported at this locality in the past, with the assumption that upstream pumping was responsible. No information is available as to whether such pumping is presently occurring.

The Yarmouk River was sampled at location 3 (figure 1), and is shown to be a calcium sodium bicarbonate type of water. What influence Ein Magla Hot Springs (location 13) has in determining this water type is not known, but at this date it should only be of minor importance because of the great difference in flow.

Approximately mid-point in the Jordan Valley area, flows the Zerqa River, arisen from springs in the limestone formation to the east, flowing westward across the Nubian sandstone facies to the Jordan River. The water type of the Zerqa (location 9) is a calcium sodium bicarbonate (figure 2) and may reflect some effluent seepage from the Zerqa series; for example, the Zerqa hot spring which arises in the wadi bed and is a sodium chloride water.

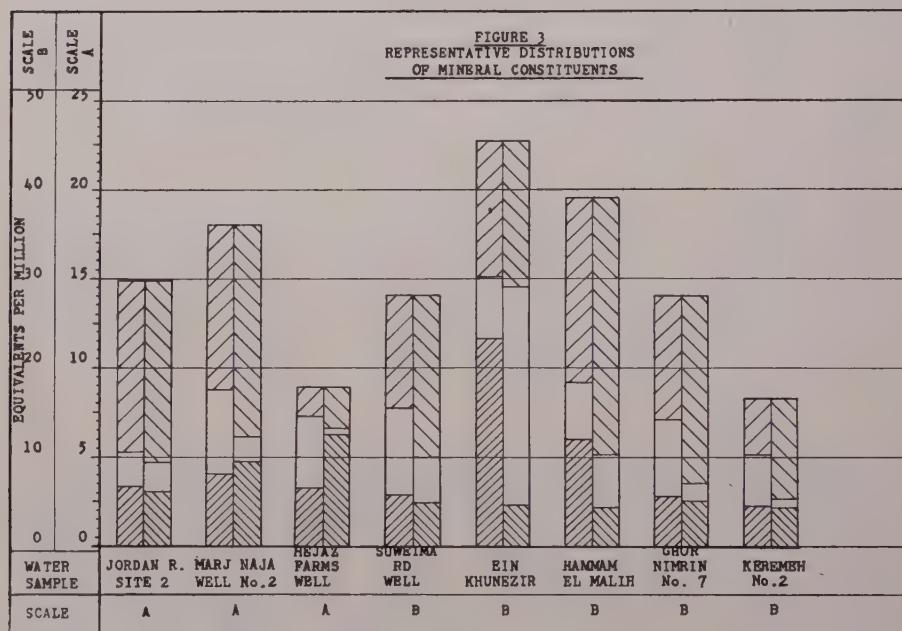
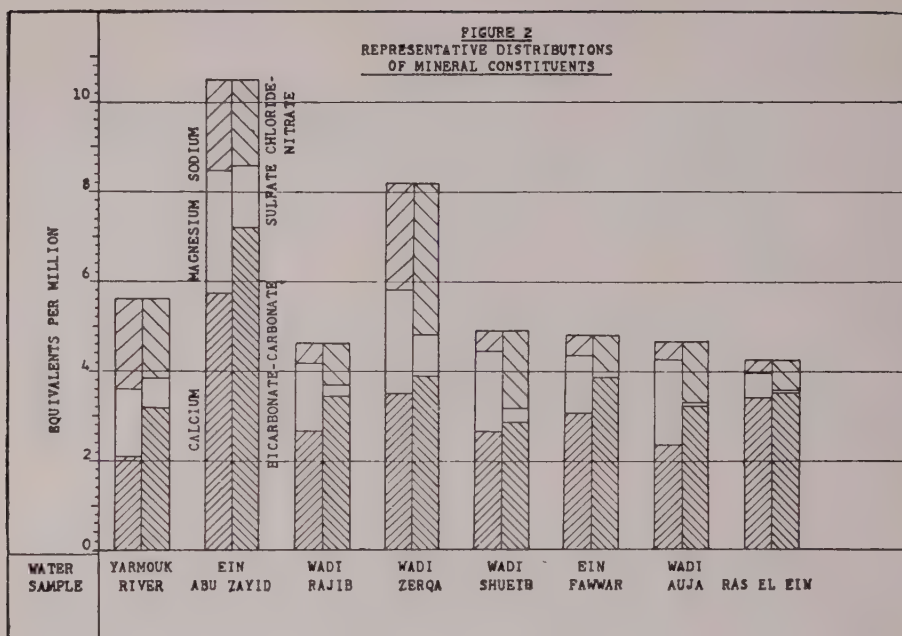
Upland Waters.

Ground waters from the uplands on both sides of the Jordan Valley are predominantly of the bicarbonate type, generally low in chlorides and sodium.

Surface water (with the exception of the Jordan, Yarmouk, and Zerqa Rivers) shows essentially the same characteristics as ground water, since except for flash floods virtually the entire flow of the small wadis is spring-fed. Typical distributions of ions are shown in Figures 2 and 3.

Total solids content varies from 300 to 400 ppm, with the exception of waters north of coordinate 210 on the east side. This area is a very distinct sub-division of the Ajlun Dome, characterized by rocks of the Belqa series. Springs arising in this area show very little seasonal variation in flow, indicating longer periods of storage. As would be expected, the waters are more highly mineralized, the typical total solids content being about 600 ppm.

Several exceptions to these generalities may be noted. Ein Khunezir (location



18), rising from the Kurnub sandstone, is highly mineralized with calcium sulfate and sodium chloride. (Total solids 2630 ppm).

The hot spring on Wadi Zerqa (location 17), arising from the Zerqa Group (Jurassic) sandstones, is even more highly mineralized (Total solids 6452 ppm), sodium chloride being the predominant salt. Although their compositions are markedly different, it is believed that the Ein Magla hot spring (location 13) and Ein Bassat el Faras (location 19) are also from the Zerqa group. The latter is noteworthy for the high proportion of magnesium to calcium. The Nubian sandstones in Jordan have long been discounted as an aquifer of any value, since only a few small springs are to be found on the rather extensive outcrops; and while further confirmation is desirable, the quality of water from these springs supports this view.

On the Western side of the Valley, the Albian-Aptian series creates an interesting (and as yet incompletely resolved) ground water problem in the Wadi Malih area. Hamman el Malih (location 20) is a fairly extensive group of hot springs and seeps. The water is not as highly mineralized as might be expected (total solids approximately 2300 ppm), and is less so than the surface sample (3868 ppm) taken some 10 km. downstream (location 11). Further, a sample taken from Wadi Malih in January 1954 showed only 1320 ppm chloride as opposed to 1780 ppm in the reported sample, taken in March. Also in this area is Ein el Hamma (location 21) a small group of springs in unconsolidated limestone rubble. The data given in the table for this spring are for the main source, and it may be noted that another source only twenty feet distant is 14° F cooler, and contains only one-quarter as much chloride. There are no springs in the uplands between Wadi Malih and Wadi Fari'a, but the quality of water encountered in the former coupled with the low quality of the few samples available from springs and wells in the corresponding area strongly suggests a very slow rate of ground water movement from the uplands to the Valley.

Aside from these exceptions, ground water derived directly from the uplands is of generally excellent quality for irrigation or domestic use. One rather surprising feature is the total absence of boron in the samples tested to date. Although more extensive investigation is desirable, especially on the west bank, its absence in the Jordan River indicates a general areal deficiency.

Ghor-Jordan Rift Valley.

Within the Jordan Rift Valley occur the Ghor (lake deposits) and the Zor (river flood plain) areas. The Ghor sediments were deposited in a saline lake and contain deposits of chalk, mud and gypsum. Later, as the lake retracted, fine clays and sands were washed down from the hills, covering these lake beds with a deposit varying in thickness of 0 to 5 meters.

The Zor or river flood plain consists of fine silts and clays and constitutes a very rich farming area.

Springs : Chemical characteristics of the water in the rift valley is extremely variable and difficult to relate to any one particular source. Many springs flowing from the Ghor sediments reflect the chemical nature of the deposits, while others show no relationship whatsoever, and apparently originate from the upland areas, transversing the Ghor sediments by channelling. Analyses of four springs flowing from the Ghor area are shown in Table II; Ein el Beida (location 28) calcium magnesium bicarbonate water; Mahkruga (location 29) sodium magnesium chloride water; Ein Sultan (location 31) calcium bicarbonate water and Ein Deir Ajla (location 35) magnesium calcium bicarbonate chloride water. Only Ein Sultan contains less than 500 ppm of total dissolved solid and is excellent water.

Ein Fashka, though not flowing from Ghor sediments, is located (number 36 figure 1) within the rift Valley. The springs emerge from lower Cenomanian limestones along the north west shore of the Dead Sea, and are somewhat variable in composition. The analysis shown in Table II is of the largest spring of the group. The Dead Sea is believed to be the contaminating source of this water; comparison of bromine content are presently being made; however, this information is unavailable at this date.

Cores : Analysis of well samples in the Valley more truly reflect the chemical similarities of the water to the marl sediments. The waters are all sodium chloride

TABLE 2
Chemical analyses, in parts per million, of ground and surface waters

Name	Location of Sample	Date of collection	Temperature of	pH	Spec. cond. (Microhmhos at 25°C)	Total dissolved solids	Sod. Potas-sium (As Na)	Calcium	Magnesium	Chloride	Carbonate	Bicarbonate	Sulfate	Nitrate	Boron	Percent Sodium	Aquifer
<i>Surface Waters</i>																	
Jordan River	(1)	Mar. 3, 1954	68	7.3	950	698	128	58	30	240	—	188	54	12	Nil	50.8	Nubian sandstone facies (?)
Jordan River	(2)	Mar. 25	68	7.9	839	839	225	66	22	360	—	186	80	—	—	63.7	Belqa series
Yarmouk River	(3)	Mar. 5	63	7.7	480	395	44	42	19	55	—	195	32	8	—	34.2	Belqa series
Wadi Arab	(4)	Feb. 18	66	7.4	620	584	40	67	35	52	—	305	60	25	Nil	21.8	Belqa series
Wadi Yabis	(5)	Mar. 4	64	7.5	400	369	18	51	20	30	—	224	6	20	—	15.6	Zerqa Group (?)
Wadi Ziglab	(6)	Mar. 26	69	8.2	547	547	15	75	44	60	26	312	15	—	—	8.0	Kurnub sandstone
Wadi Kufrinja	(7)	Mar. 4	62	7.5	321	321	11	48	18	26	—	195	8	15	—	11.0	Zerqa group (?)
Wadi Rajib	(8)	Mar. 4	62	7.4	341	341	10	51	19	24	—	210	12	15	—	9.6	Albian-Aptian group
Wadi Zerqa	(9)	Feb. 18	60	7.4	740	572	55	70	28	98	—	237	—	40	Nil	29.1	" "
Wadi Shu'eib	(10)	Mar. 22	70	8.3	335	335	11	53	22	48	12	173	16	—	—	9.3	Senonian
Wadi Malih	(11)	Mar. 23	78	8.0	3868	814	330	163	1780	19	317	445	—	—	—	54.2	" "
Wadi Auja	(12)	Mar. 23	64	8.1	325	325	10	47	23	28	17	195	5	—	—	9.0	Lower Eocene
<i>Springs</i>																	
Ein Magla	(13)	Jan. 12	104	—	1139	159	132	55	320	—	—	350	130	—	—	38.6	Recent (?)
Ein Zahar	(14)	Feb. 3	78	7.9	610	577	17	86	32	36	—	371	Tr.	35	—	11.0	Belqa series
Ein Tabiqah	(15)	Feb. 3	74	8.0	680	611	36	109	26	64	—	395	36	5	—	17.1	Ajlun series
Ein Abu Zayid	(16)	Feb. 3	78	7.9	750	800	73	115	33	60	—	439	68	12	—	20.0	Belqa series
Zerqa Hot Springs	(17)	Feb. 3	90	7.5	7500	6452	1210	700	82	1930	—	1035	1490	Nil	—	55.8	Zerqa Group (?)
Ein Khanazir	(18)	Feb. 3	79	3000	2630	351	464	84	580	pres	—	275	1072	10	—	33.6	Kurnub sandstone
Ein Bassat el Faras	(19)	Feb. 3	80	7.9	2792	466	240	142	688	—	—	356	880	20	—	46.1	Zerqa group (?)
Hamma el Malih	(20)	Mar. 25	99	7.3	3000	2303	433	238	79	990	—	268	275	—	—	51.8	Albian-Aptian group
Ein el Hamma	(21)	Mar. 25	88	7.5	960	845	124	78	43	236	—	314	50	—	—	42.1	" "
Ein el Faria	(22)	Jan. 23	—	—	580	418	23	77	12	58	4.5	229	16	—	—	17.1	Senonian
Ein Makhna	(23)	Jan. 23	66	—	330	329	13	64	7	23	—	202	19	—	—	12.8	" "
Ein el Fashura	(24)	Jan. 23	—	—	310	343	25	60	5	26	—	195	31	—	—	23.9	Lower Eocene
Beit el Ma'an	(25)	Jan. 23	66	—	445	385	18	76	9	52	—	236	5	—	—	14.6	Recent (?)

TABLE 2 (continued)
Chemical analyses, in parts per million, of ground and surface waters

Name	Location of Sample	Date of collection	Temperature of $^{\circ}\text{F}$	pH	Spec. cond. (Micromhos at 25°C)	Total dissolved solids	Sod.-Potas-sium (As Na)	Calcium	Magnesium	Chloride	Carbonate	Bicarbonate	Sulfate	Nitrate	Boron	Percent Sodium	Aquifer
Ras el Ein	(26)	Jan. 23	64		320	324	8	68	6	23	7.5	213	5			7.8	Lower Eocene
Ein Qudeira	(27)	Jan. 23	65		400	356	8	77	8	36		210	9.1			7.4	Senonian
Ein el Beida	(28)	Mar. 25	78													17.5	Ghor marls & gravel
Makhrug	(29)	Mar. 25	78	7.5	3000	1867	32	75	33	72		332	17			41.5	" "
Ein Fasayil	(30)	Mar. 15, 1951	71	7.3	460	320	Tr.	36	27	880		381	22			Tr.	Cenomanian
Ein Sultan	(31)	Mar. 24, 1954	70	7.5	400	374	11	60	19	25		244	15			9.8	Senonian (?)
Ein Fawnar	(32)	Mar. 25	69	7.5		358	10	61	16	26		234	8	3		9.0	Cenomanian (?)
Ein Qinya	(33)	Jan. 23				418	18	62	17	24		268	10			14.4	Albian
Upper Ein Arik	(34)	Jan. 23	67		350	361	14	55	18	27		238	10			12.6	"
Ein Deir Ha ₃ la	(35)	Mar. 25	75	7.4	880	875	137	78	54	160		366	75	5		31.8	Ghor marls & gravel
Ein Fashka	(36)	Jan. 23	78		4500	2939	460	209	242	1660	17	244	54			38.2	Lower Cenomanian
<i>Borés</i>																	
Ghor el Khibid 1	(37)	Dec. 13, 1950				7335	2022	404	98	2855		1129	827			75.6	Ghor marls
Ghor el Khibid 2	(38)	Dec. 8				7754	1874	552	232	3316		537	1243			63.5	"
Ghor el Khibid 4	(39)	Jan. 16, 1951				5660	1311	312	212	1932		900	993			63.2	"
Kerameh A	(40)	Jan. 1				1161	181	94	79	466		274	67			41.2	"
Kerameh 7	(41)	Jan. 1				1006	128	92	78	398		268	42			33.4	"
Kerameh 10	(42)	Apr. 1				1019	133	95	74	397		281	39			34.7	"
Ghor Nimrin 7	(43)	Apr. 8				1716	320	113	101	689	15	305	97			49.7	"
Ghor Nimrin 5	(44)	Apr. 8				1622	282	111	104	650	1.5	384	89			46.4	"
Sweima Road Bore	(45)	Mar. 17, 1954	80	8.2	2350	1699	289	113	119	620		292	244	5		45.0	"
Marj Naja 2	(46)	Mar. 25	84	7.5	1400	1128	211	81	58	420		288	65	5		51.0	"
Marj Naja 3	(47)	Mar. 5, 1951				1021	181	74	60	388		262	56			47.5	"
Marj Naja 7	(48)	Feb. 17				1355	274	99	69	617		238	58			52.5	"
PWD 13	(49)	Mar. 15	84			1529	232	94	114	489		500	100			41.7	"
Hejaz Farm	(50)	Mar. 24, 1954		7.5		631	36	66	49	80		381	17	2		17.8	"
Bassa 2	(51)	Mar. 26				913	151	42	49	128		513	30			52.0	"

type except the Hajaz Farm well (location 50) which is a magnesium calcium bicarbonate water (figure 3).

The chemical character of the ground water varies both horizontally and vertically, making it almost impossible to predict quality of water in any particular area. Also since specific yields appear to be small, percolation rates low, and ground water development meager, probably very little flushing action has occurred within these sediments since they were deposited. Possibly under proper ground water development this almost static relationship will change, and will reflect this change in the ground water quality.

Summary

Summary of the hydrogeological relationship appears to indicate the following:
Quaternary: Water quality is variable, generally excellent in the wadi alluvium, but of sodium chloride type in Ghor sediments.

Tertiary: Eocene limestone is only good aquifer of the period. The water is a calcium bicarbonate type of excellent quality.

Cretaceous: Water in the Cretaceous limestones is a calcium bicarbonate water and is of good quality.

Jurassic-Triassic: In the Albian-Aptian group (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) the water varies in quality, being of good quality in vicinity of Ramallah (Ein Arik and Ein Qinya) and of poor quality (sodium Chloride type) in the Wadi Malih area (Hamma el Malih).

In the Kurnab sandstone and the Zerqa group, the water is highly mineralized, especially in sodium, chloride and sulfate, and is of poor quality.

Bibliography.

- BLAKE, G. S. and GOLDSCHMIDT, J. J. (1947), «Geology and Water Resources of Palestine » Jerusalem-Government Printer.
- IONIDES, M.G. and BLAKE, G. S. (1939). «Report on the Water Resources of Trans-jordan and Their Development. Incorporating a Report on Geology, Soils and Minerals and Hydrogeological Correlation». Crown Agents for the Colonies London.
- POLAND, J.F. (1946). «Geology and Ground Water Resources of the Santa Monica-Torrance Area, California». *United States Geological Survey* (Unpublished report).
- QUENNEL, A. M. (1951). «The Geology and Mineral Resources of (former) Trans-jordan». *Col. Geol. and Min. Res.*, Vol. II, No. 2, pp. 85-115.

STUDIES ON THE CONTAMINATION WITH SEA WATER AND THE FORMATION OF DEPOSITS INSIDE THE CONDUIT PIPE AT SHIRAHAMA THERMAL SPRINGS, WAKAYAMA PREFECTURE, JAPAN

by

KYOZO KIKKAWA
Kyoto University, Kyoto, Japan

Summary

The contents of chloride and hydrocarbonate ions and water temperature were measured three times at a definite intervals at Shirahama Hot Springs. By comparing these data with those formerly obtained by our laboratory, it was found that those prominent chemical components have not been changed at the greater parts of the springs for many years, but those of some springs located at east or west sea side were remarkably changed caused by mixing with a considerable amounts of sea water. However, the depression of water temperature are not observed owing to the mixing.

The quantities of carcareous sinter formed concentrically on the inside wall of conducting and welling pipes were also measured. A theoretical formula on the formation velocity of sinter was deduced from these observations, assuming that the velocity is proportional to the product of contact area between hot water and pipe, and the quantity of carbon dioxide supersaturated. The quantities of the sinter measured on the inside wall of welling pipes are fairly agreed with that calculated from this theoretical formula, but slightly diverged from it in case of conducting pipes. This divergence can be explained by the different amounts of carbon dioxide evolved between welling and conducting pipes.

* * *

Introduction

It is noticed that some of the thermal springs located along the seashore in Japan are now in a critical situation owing to lowering of the water pressure and due to contamination by sea water. This in turn is caused by the reckless sinking of shafts or overdrafts for new spring sources as a result of the increasing demands for thermal water in such areas. For example, such phenomena were already found by the author in Beppu⁽¹⁾, Oita Prefecture, and Ito⁽²⁾, Shizuoka Prefecture, by comparing the contents of the chief six ions in the thermal water with those in the sea water.

Shirahama Spä, comprising about fifteen spring sources, is situated on the coast of Wakayama Prefecture. These springs contain considerable amounts of HCO_3' , SO_4 , Cl' content : contrasted with HCO_3' can be used as critical indices of contamination with sea water or the depression of the hot water pressure head.

Another significant fact about the Shirahama Springs is the deposition of great amounts of sinter which grows rapidly inside the conduit pipes. Especially at two sources namely at Hashiri-yu and Ueyama-yu, the amounts of white deposit, chiefly composed of CaCO_3 , are so large that they must be removed every tenth day from pipes extending over a few hundred meters. By the measurement of the sinters and the theoretical analysis on their states, a theoretical equation to explain the mechanism of deposition from the spring water was proposed.

Changes in Cl' and HCO_3' Contents

The Cl' and HCO_3' contents of each spring source were measured by the ordinary method in August and November, 1951 and October, 1952 and the results are shown

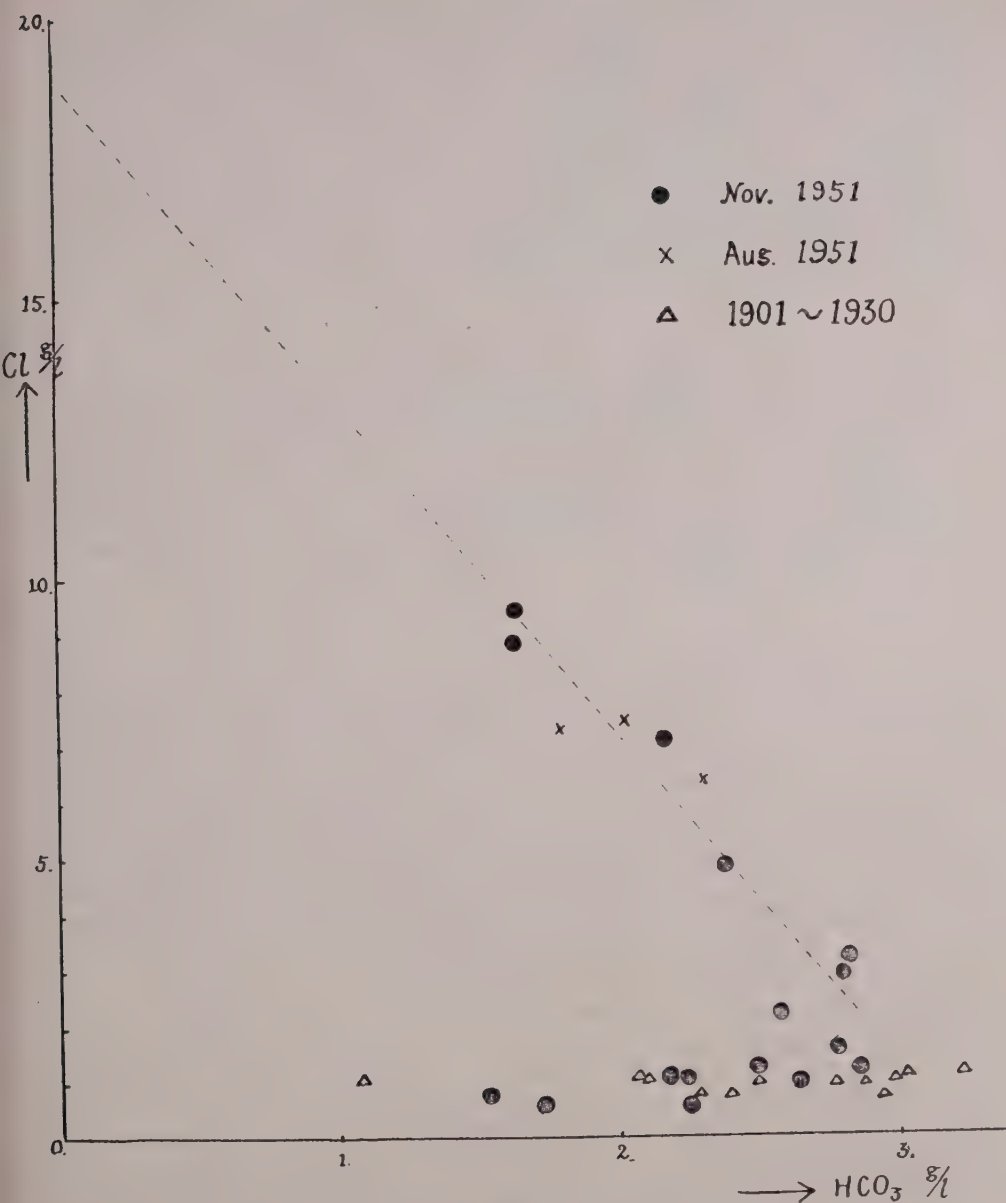


Fig. 1

Distribution of springs in Shirahama Spa. Numbers besides the dots indicate the spring number.

TABLE 1 The values of the Cl^- and HCO_3^- contents and the temperatures of sixteen spring sources of Shirahama Springs observed in 1951 and 1952

Spring Number	August 1951			November 1951			October 1952		
	Cl g/l	HCO_3^- g/l	Temp. °C	Cl g/l	HCO_3^- g/l	Temp. °C	Cl g/l	HCO_3^- g/l	Temp. °C
1	7.14	1.76	76.	9.48	1.603	76.	8.13	1.76	75.
2	6.40	2.29	58.	7.12	2.160	59.1	6.90	2.19	59.6
3				4.74	2.362	73.5	4.15	2.46	74.6
4	7.50	2.01	78	8.63	1.61	75.2	7.52	2.04	79.
5				1.31	2.85		1.29	2.84	88.5
6				1.100	2.184	63.6	1.066	2.25	63.5
7				0.85	1.53	51.6	0.876	1.65	50.8
8				2.20	2.56	58.5	1.822	2.57	57.5
9				3.29	2.83	50.0	3.22	2.82	51.0
10				3.05	2.80	58	2.94	3.54	52.5
11				1.61	2.79	62.5	1.595	2.72	63.
12				1.09	2.64	61.6	1.049	2.66	62.3
13				1.06	2.24	53.	1.075	2.22	53.
14				0.64	1.78	62.5	0.785	1.647	64.5
15				1.315	2.50	77.4	1.033	2.55	79.3
16							9.90	1.575	70.7



amounts of Cl' corresponding closely with that of sea water. It may be said therefore, that all of the spring waters included in the B group were formed by a mixture of sea water and the hot water system, now named A, which has not changed its chemical character appreciably during these 30-50 years. Accordingly, the increases of Cl' and the decreases of HCO'_3 in these springs are proportional to the mixing ratio. Fig. 2 also shows that these salt encroachments were progressing slightly from August to November in 1951. But they seem to have made no progress in the following year and even slight decreases of Cl' proportional to the increases of HCO'_3 in B group are observed in October 1952. Therefore, it may be concluded that in the Shirahama Springs, the process of salt encroachment can be traced by a comparison of only two constituents, the Cl and HCO_3 ions. It should be noted that temperature lowering was not observable despite contamination by sea water.

The Actual State of the Deposits Inside the Pipes

The deposits of the various sections of the conducting pipes at Hashiri-yu and Ueyama-yu, were measured twice. The thickness of the white sinter, concentrically deposited along the inside wall of the pipes, tends to decrease slightly along the axis from intake to outlet.

The deposits in the welling pipes are concentrically settled, but the amounts are definitely smaller than in the conducting pipes, and decrease almost linearly with increase of depth from the well mouth.

This suggests a difference in the mechanism of deposition between the conducting and the welling pipes.

Theoretical Treatment

It was already known that CaCO_3 , which is formed by the escape of CO_2 from the system ($\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) is not deposited at once but tends to supersaturate in the water. Two steps in the process of forming sinter from the flowing water were observed.

At first the supersaturation of CaCO_3 occurs and it may be assumed that the degree of supersaturation is proportional to the length of flow as the first approximation. Next the deposition of the supersaturated CaCO_3 occurs inside the pipes. The latter is caused by the contact of the supersaturated water with a solid surface. The effect of gravity may be disregarded because of the observable fact that the deposits are concentric at any section of the pipe and that no difference can be detected between the upper and lower halves of the conduction surfaces. Thus it can be assumed that the velocity of deposition is proportional to the product of the contact area and the degree of supersaturation.

For purposes of theoretical treatment, the following symbols are defined:

α ; degree of supersaturation of thermal water.

q ; flow rate of thermal water in the pipe.

γ_0 ; r at $x = 0$.

α_0 ; α at $x = 0$.

K, k, n ; constants.

x - axis is taken as plus along the conducting pipe and as minus along the welling pipe from the orifice.

The second process can be explained as

$$\begin{aligned} \delta[\pi\rho(R^2 - \gamma^2)] &= k2\pi\gamma\alpha \cdot \delta t \\ \frac{\delta\gamma}{\delta t} &= -\frac{k}{\rho}\alpha \end{aligned} \quad (1)$$

From the continuity of $q\alpha$ which is the amount of supersaturated CaCO_3 flowing across the section per unit time, we can gain the following equation combining the first and the second processes:

$$\frac{\delta q\alpha}{\delta x} = -k \cdot 2\pi\gamma\alpha + Kq$$

Since q is independent on x and can be assumed proportional to the sectional area of the entrance,

$$\frac{\delta\alpha}{\delta x} = -\frac{k \cdot 2\pi\gamma\alpha}{q} + K = -\frac{2k\gamma\alpha}{N\gamma_0^2} + K \quad (2)$$

At $x = 0$, equation (1) is

$$\frac{d\gamma_0}{dt} = -\frac{k}{\rho} \alpha_0 \quad \gamma_0 = R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \quad (3)$$

Equation (2) is approximated as follows, regarding r and r_0 as of the same order:

$$\frac{\delta\alpha}{\delta x} = -\frac{2k\alpha}{N\gamma_0} + K$$

$$= \frac{2k}{N \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right)} \left\{ \frac{NK \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right)}{2k} - \alpha \right\}$$

Integration is made under the condition $\alpha = \alpha_0$ at $x = 0$.

$$\alpha = \frac{KN \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right)}{2k} - \left\{ \frac{KN \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right)}{2k} - \alpha_0 \right\} e^{-\frac{2kx}{N \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right)}}$$

Substituting this in (1) and integrating it, so that r is equal to R at $t = 0$;

$$\int_R^\gamma d\gamma = -\frac{KN}{2\rho} \int_0^t \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right) dt + \frac{KN}{2\rho} \int_0^t \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t - \frac{2k}{KN} \alpha_0 \right) e^{-\frac{2kx}{N \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right)}} dt$$

It is found with the aid of the relationship in (3) that

$$\gamma - R = \frac{KN}{4\alpha_0 k} (\gamma_0^2 - R^2) + \frac{KN}{4\alpha_0 k} \left(R^2 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} - \gamma_0^2 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} \right)$$

$$- \left(\frac{Kx}{2\alpha_0} + 1 \right) \left\{ \gamma_0 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} - R e^{-\frac{2kx}{NR}} + \frac{2kx}{N} \int_{\frac{2kx}{NR}}^{\frac{2kx}{N\gamma_0}} \frac{e^{-u}}{u} du \right\}$$

$$u = \frac{2kx}{N \left(R - \frac{k}{\rho} \alpha_0 t \right)}$$

(a) In the conducting pipe, $x \geq 0$

$$R - \gamma = \frac{KN}{4\alpha_0 k} (R^2 - \gamma_0^2) - \frac{KN}{4\alpha_0 k} \left(R^2 e^{-\frac{2kx}{NR}} - \gamma_0^2 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} \right)$$

$$- \left(\frac{Kx}{2\alpha_0} + 1 \right) \left[R e^{-\frac{2kx}{NR}} - \gamma_0 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} + \frac{2kx}{N} \left\{ E_i \left(-\frac{2kx}{NR} \right) - E_i \left(-\frac{2kx}{N\gamma_0} \right) \right\} \right] \dots \quad (4)$$

(b) In the welling pipe, $x \leq 0$

$$R - \gamma = \frac{KN}{4\alpha_0 k} (R^2 - \gamma_0^2) - \frac{KN}{4\alpha_0 k} \left(R^2 e^{-\frac{2kx}{NR}} - \gamma_0^2 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} \right)$$

$$- \left(\frac{Kx}{2\alpha_0} + 1 \right) \left[R e^{-\frac{2kx}{NR}} - \gamma_0 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} + \frac{2kx}{N} \left\{ \overline{E}_i \left(-\frac{2kx}{NR} \right) - \overline{E}_i \left(-\frac{2kx}{N\gamma_0} \right) \right\} \right] \dots \quad (5)$$

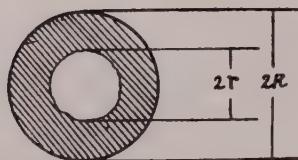


Plate 1 and Fig. 3
Section of clogged conducting pipe of Hashiri-yu.

Though the values of r can be theoretically shown by (4) or (5), more simplified forms of the expression than these equations are desirable for calculation purposes.

When thermal water flows horizontally in closed pipes, the release of CO_2 is so slight during the period of flow that the increase of supersaturation in the first process may be negligibly small as compared with its decrease in the second process. From this assumption, let $K = 0$ in the equation (4), and obtain the following equation (6).

$$R - \gamma = R \cdot e^{-\frac{2kx}{NR}} - \gamma_0 e^{-\frac{2kx}{N\gamma_0}} + \frac{2kx}{N} \left\{ E_i \left(-\frac{2kx}{NR} \right) - E_i \left(-\frac{2kx}{N\gamma_0} \right) \right\} \quad (6)$$

Putting the observed values of R and r into (6), the values of r corresponding to various x values will be obtained and they fairly agree with the observed values inside the conducting pipes as shown in Table 2 and Fig. 4. The validity of the above-mentioned theory can be ascertained by calculating the forming velocity of sinters, i. e. the decrease of r within a definite time, as shown in the following:

Substituting $R = 4.9$, $r_0 = 2.8$, $x = 9800$ in (5), those of which were observed, $r = 4.62$, will be given, which is nearly equal to the observed $r = 4.5$.

These thermal waters do not flow out to the ground surface by their own water pressures but by the pressure of CO_2 evolved from the thermal water. Therefore it can be expected that the lifting of the thermal water in the vertical

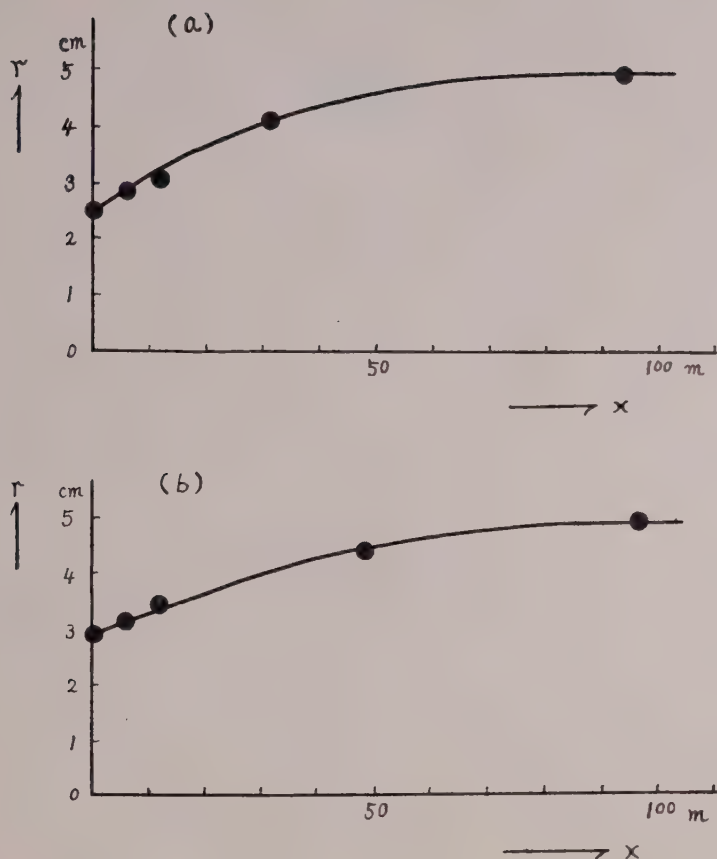


Fig. 4

Distributions of deposits along conducting pipes. Dots are observed values and curves are obtained theoretically by the writer.

(a) Hashiri-yu, Oct. 15, 1952.

(b) Hashiri-yu, Nov. 13, 1951.

pipes is accompanied by the active evolution of CO_2 from the water causing a lowering of the water pressure. Accordingly, the first process may be so vigorous in the welling pipes that the second will be negligible. Then assuming $k \rightarrow 0$ in (5), we can get

$$R - \gamma = (R - \gamma_0) \left(1 - \frac{K}{2x_0} x \right) \quad (7)$$

The observed values of r at various points along the welling pipe fairly agree with the values of r and x obtained from the equation (7).

Thus it was found that as the various assumptions above mentioned are reasonable, the state specified by the equation (6) and (7) will reveal the actual state of deposition.

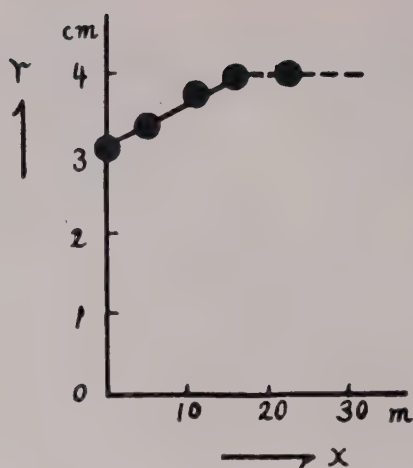


Fig. 5
Distribution of deposits along welling pipe.
Hashiri-yu, Oct. 15, 1952.

TABLE 2

(a) The Observed and Computed Values of the Thickness of Deposits inside the Conducting Pipes.

i) Hashiri-yu, Oct. 15, 1952

On the 11th day. $R = 5.25$ cm. $2k/N = 8.32 \times 10^{-4}$.

x	0 m.	5.5	12.	42.	94.
Obs. r	2.5 cm.	2.8	3.0	4.15	4.8
Cal. r		2.8	3.15	4.15	4.9

ii) Hashiri-yu, Nov. 13, 1951

On the 10th day. $R = 5.25$ cm. $2k/N = 8.32 \times 10^{-4}$.

x	0 m.	6.	12.	49.	98.	98. (On the 20th day)
Obs. r	2.8 cm.	3.2	3.5	4.4	4.9	4.5
Cal. r		3.07	3.37	4.37	4.9	4.62

iii) Ueyama-yu, Nov. 14, 1951

On the 12th day. $R = 5.25$ cm. $2k/N = 0.2 \times 10^{-4}$.

x	0 m.	5.	11.	17.	22.
Obs. r	3.0 cm.	3.5	3.75	4.15	4.5
Cal. r		3.5	3.94	4.28	4.51

(b) The Observed Values of the Thickness of Deposits
Inside the Welling Pipes.

Hashiri-yu, Oct. 16, 1952.

On the 30th day. $R = 4.0$ cm.

x	0 m.	5.4	11.4	17.0	22.0
Obs. r	3.1 cm.	3.35	3.75	3.95	4.0

Conclusion

The Cl' and HCO_3' contents and temperatures were measured three times in the Shirahama Thermal Springs. Comparing these results with those formerly obtained, considerable contamination of the thermal water with sea water was found in several spring sources on the west and east coasts. In spite of the salt encroachment, no lowering of temperature was observed.

The amounts of deposits inside the conduit pipes were measured. Theoretical equations relating to the formation of the sinter deposits were proposed and the results are in fair agreement with observed facts. Deposition is caused by the contact of water supersaturated with CaCO_3 and the wall surface inside the pipes. In the conducting pipes the increasing rate of supersaturation of CaCO_3 is negligibly small as compared with the decreasing rate of deposition. On the contrary, in the welling pipes, the former is so large that the latter can be neglected. This is owing to the greater rate of release of CO_2 from the thermal water as it rises in the well.

Acknowledgements

Grateful thanks are extended to Dr Kinzo Seno for his helpful suggestions; to Hiroshi Kawabata and to Kozo Yuhara for their excellent co-operation in the measurements.

REFERENCES

- (¹) K. KIKKAWA and S. KARUBE: « New Distribution of Cl' in Beppu Hot Spring District » *Tikyubuturi*, vol. 8, pp. 55-65, (1950) (in Japanese).
- (²) K. KIKKAWA: « On the Salinities and Overdraft Conditions in Ito Thermal Springs » *Ditto*, vol. 9, pp. 95-104, (1954).

GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF BRINE WATERS OF OIL FIELDS IN JAPAN

by

Kimio NOGUCHI

Professor of the Tokyo Metropolitan University

and

Seiichi UENO

Chemical Institute of Faculty of Science of the Tokyo Metropolitan University

Summary

Almost all oil fields in Japan are found in Hokkaido, Akita, Yamagata, Niigata and Nagano Prefectures, while gas fields are found in Chiba, Shizuoka, Nagano Prefectures and at the seashore of the City of Tokyo (Koto District).

The authors determined some chemical components of brine waters occurred from these oil and gas fields, such as alkalinity, chlorine, bromine, iodine and boric acid. The brine waters from the oil fields named as Yabase, Omonogawa, Asahigawa, Kurokawa, Toyokawa, Hachimori, Katsurane and Hanekawa in Akita Prefecture and named as Karumai, Furuoi, Ishikari, Atsuda, Yuchi, Koetoi and Menashi in Hokkaido District, contain remarkably larger quantities of boric acid compared with those from the gas fields named as Mobara in Chiba Prefecture and Koto District (Tokyo). The authors found that there exists a linear relationship between chlorine and bromine content of brine water from various wells in each oil fields so far mentioned. Especially interesting results were found in brine waters from various oil fields in Akita Prefecture that the linear relationship is also seen in the ratio I/Cl and Br/Cl and the value of I/Cl is increasing with the increasing value of Br/Cl.

The highest contents of halogens and boric acid determined in brine waters are given in Table I.

TABLE I

		Localities of oil fields
HBO ₃	653 mg/l	Menashi in Hokkaido
Cl	17,600	Yabase in Akita Pref.
Br	124.5	"
I	72.8	Atsuda in Hokkaido

As shown in Table I, the brine waters from Yabase oil fields is most abundant in the content of chlorine and bromine and Atsuda oil field in Hokkaido District is prominent for the contents of iodine. Exceedingly high content in boric acid was found in brine waters from Menashi oil field in Hokkaido District.

The highest content of boric acid and halogens in some gas fields in Chiba Pref. and Tokyo are shown in Table II.

TABLE II

		Localities of gas fields
HBO ₃	5.5 mg/l	Koto District, Tokyo
HBO ₂	12	Mobara, Chiba Pref.
Cl	14,310	Koto District, Tokyo
Cl	18,900	Mobara, Chiba Pref.
Br	76	Koto District, Tokyo
Br	136	Mobara, Chiba Pref.
I	22	Koto District, Tokyo
I	116	Mobara, Chiba Pref.

As for the content of halogens in brine waters from oil and gas fields in Japan, a distinct difference was not observed, but a remarkable difference of boric acid content was observed.

* * *

In Japan many oil fields are known in the District of Hokkaido and in Prefectures of Akita, Yamagata, Niigata and Nagano. On the other hand, there are some natural gas fields in the Prefectures of Chiba, Niigata, Sizuoka and Nagano, and at the seaside locality of the City of Tokyo.

The brine waters from those oil fields in Japan have already been precisely studied at the hands of the technical section of Teikoku Sekiyu K.K. (Imperial Petroleum Co. Ltd.) and others (1). These investigations, however, are devoted mainly to the determination of major chemical constituents of those waters. The deep wells bored in one oil field are commonly exceedingly numerous and therefore it should be quite laborious tasks to carry out a precise study on the waters from all



Fig 1.
Distribution of oil and gas fields.

wells in the entire field. Consequently the present authors have limited their studies in taking about ten samples of water, which were collected from the wells selected in view of the three important points, such as the whole area, various depths and every horizon, in order to make possible that the selected ones may represent the whole oil field.

Thus the chemical constituents of those brine waters such as pH-values, alkalinities and contents of halogen-ions and of boric acid were carefully determined.

Analytical Procedure

1) pH-values: The measurement of pH was carried out colorimetrically in using various coloring matters.

2) Alkalinity: The alkalinity of water was determined by titration with hydrochloric acid, methyl orange being used as indicator.

3) Halogens: The concentration of halogens as a whole was at first determined in applying Mohr's method and the chlorine-ion concentration was estimated in subtracting the value of $\text{Br}^- + \text{I}^-$, which was determined in the way given below, from the concentration of whole halogens. The iodine-ion concentration was determined as follows:

25 cc of the sample water was neutralized with hydrochloric acid in using methyl orange as indicator, and then 0.4 cc of 6 N-HCl and sodium hypochlorite solution were added. The whole mixture was heated on a water bath to render the oxidation of I^- to IO_3^- as complete as possible. After excess of sodium hypochlorite having been decomposed in adding sodium formate, the solution was cooled and added with hydrochloric acid and potassium iodide. Iodine thus liberated was determined by titration with 0.005 N-sodium thiosulphate solution.

The concentration of the bromine-ions was estimated again by subtraction of the value of I^- above obtained from the concentration of both ions of iodine and bromine. This latter value was determined in the manner almost the same as just described

TABLE 1
The highest value obtained by analysis of many samples of brine waters from each oil field

Oil field	Date	pH	Alkalinity milli equivalent /l	Cl g/l	Br mg/l	I mg/l	HBO ₃ mg/l
Ishikari, Hokkaido	Aug. 2, 1952	8.9	34.7	15.51	103.9	61	124
Atsuda, Hokkaido	Aug. 2, 1952	8.6	35.7	13.92	115.5	72.8	205
Furuoi, Hokkaido	Jul. 30, 1952	9.0	65.0	6.36	37.7	40.6	88
Karumai, Hokkaido	Jul. 30, 1952	8.8	83.3	8.75	62.7	50.4	125
Koetoi, Hokkaido	Aug. 4, 1952	9.2	33.0	6.54	20.4	13.7	220
Menashi, Hokkaido	Aug. 5, 1952	7.8	21.5	6.80	17.0	15.3	653
Yuchi, Hokkaido	Aug. 6, 1952	7.3	81.2	6.88	40.0	25.3	348
Omonogawa, Akita	Apr. 18, 1950	7.4	95.7	15.24	103.4	51.2	405
Yabase, Akita	Apr. 18, 1950	8.0	74.5	17.29	106.9	57.9	245
Koya, Akita	Apr. 18, 1950	8.4	77.4	17.60	124.5	59.5	303
Hachimori, Akita	Nov. 6, 1951	7.1	65.4	16.95	112.1	68.5	194
Urayama, Akita	Nov. 4, 1951	7.6	32.6	12.47	65.2	19.7	111
Toyokawa, Akita	Nov. 4, 1951	7.4	163.2	10.17	34.5	8.7	109
Kurokawa, Akita	Nov. 5, 1951	8.2	29.0	16.20	76.0	18.9	99
Asahigawa, Akita	Nov. 2, 1951	7.8	116.7	13.06	72.0	30.3	178
Katte, Akita	Nov. 8, 1951	8.4	112.0	12.28	79.5	40.2	134
Katsurane, Akita	Nov. 8, 1951	7.2	46.3	14.56	87.7	49.0	96
Hanekawa, Akita	Nov. 8, 1951	—	44.4	15.20	97.0	51.6	139
Innai, Akita	Mar. 23, 1954	8.2	110.9	13.56	71.3	31.2	360
Katsurasaka, Akita	Mar. 23, 1954	8.3	88.2	6.83	39.0	16.8	630
Narahashi, Yamagata	Mar. 25, 1954	6.8	10.1	0.199	1.02	0.16	1.4
Ishinasaka, Yamagata	Mar. 25, 1954	6.8	4.31	0.020	—	—	0
Higashiyama, Niigata	Mar. 21, 1954	8.1	43.2	4.61	19.9	2.5	59
Nishiyama, Niigata	Mar. 24, 1954	8.6	53.0	15.16	90	42.7	470

TABLE 2
Partial analyses of surface waters and waters from shallow wells in oil fields

Localities	Date	pH	Alkalinity milli equivalent /l	Cl g/l	HBO ₂ mg/l
Shallow ground water, Karumai, Hokkaido	Jul 30, 1952	7.0	0.77	0.009	0
River water, Karumai, Hokkaido	"	—	1.24	0.009	0
Shallow ground water 1, Furuoi, Hokkaido	"	6.5	0.66	0.007	0
Shallow ground water 2, Furuoi, Hokkaido	"	6.9	0.44	0.007	0
Water from the Shiratori river, Ishikari, Hokkaido	Aug. 2, 1952	6.9	0.41	0.015	0
Water from the Hatinosawa river, Ishikari, Hokkaido	"	—	1.19	0.021	0
Drinking water Ishikari, Hokkaido	"	—	0.90	0.027	0
Shallow ground water, Atsuda, Hokkaido	"	7.0	0.72	0.048	0
Drinking water Koetoi, Hokkaido	Aug. 4, 1952	6.1	0.08	0.047	0
Shallow ground water, Koetoi, Hokkaido	"	—	2.05	0.102	0.2
Water from the Kinsenzawa river, Menashi, Hokkaido	Aug. 5, 1952	7.0	0.46	0.019	0
River water, Menashi, Hokkaido	"	6.7	0.23	0.021	0
Drinking water, Yuchi, Hokkaido	Aug. 6, 1952	6.0	0.29	0.016	0
River water, Yuchi, Hokkaido	"	6.6	0.72	0.032	0.5
River water, Innai, Akita	Mar. 23, 1954	6.5	0.31	0.014	0
Spring water, Innai, Akita	"	6.0	0.25	0.015	0.2
Shallow ground water, Katsurasaka, Akita	"	6.3	0.34	0.023	0.2
River water, Katsurasaka, Akita	"	6.8	0.41	0.015	0
River water, Narahashi, Yamagata	Mar. 25, 1954	6.2	0.44	0.031	0
Shallow ground water Ishinasaka, Yamagata	"	6.5	0.62	0.026	0
Shallow ground water 1, Nishiyama, Niigata	Mar. 24, 1954	6.1	0.80	0.048	0
Shallow ground water 2, Nishiyama, Niigata	"	6.0	0.66	0.039	0
Shallow ground water 3, Nishiyama, Niigata	"	6.5	0.50	0.029	—

for the determination of 1— value, except the point that a phosphate buffer was added to the neutralized solution at the first step of this analytical procedure.

Experimental Results

The present authors have studied brine waters, shallow ground waters and surface waters from the oil fields at Ishikari, Atsuda, Furuoi, Karumai, Koetoi, Menashi and Yuchi in Hokkaido-District, at Yabase, Omonogawa, Koya, Asahigawa, Kurokawa, Toyokawa, Urayama, Hachimori, Katte, Katsurane, Hanekawa, Innai and Katsurasaka in Akita-Prefecture, at Narahashi and Ishinasaka in Yamagata-Prefecture and at Higashiyama and Nishiyama in Niigata-Prefecture and from the natural gas fields at Mobara in Chiba-Prefecture and at the seaside parts of the City of Tokyo. The geographical situations of these oil and gas fields are mentioned in Fig. 1.

The highest value obtained by analyses of many water samples from each oil field are given in Tab. 1 and those values from surface waters and shallow well waters in Tab. 2.

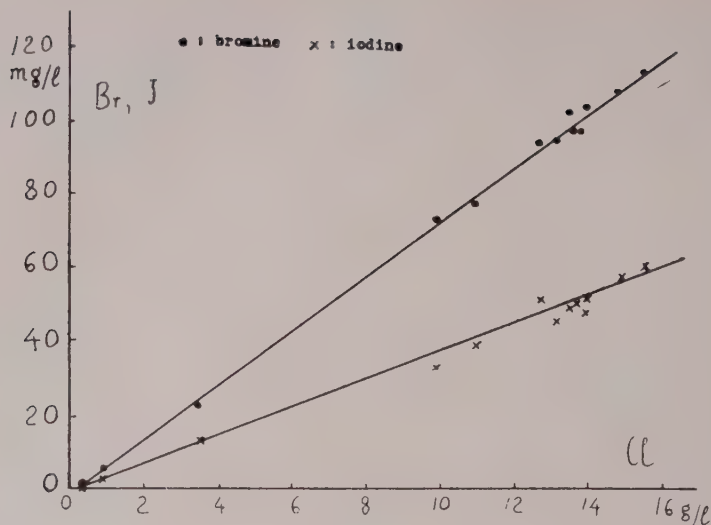


Fig. 2
Relation between bromine and chlorine contents, and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Ishikari oil field in Hokkaido.

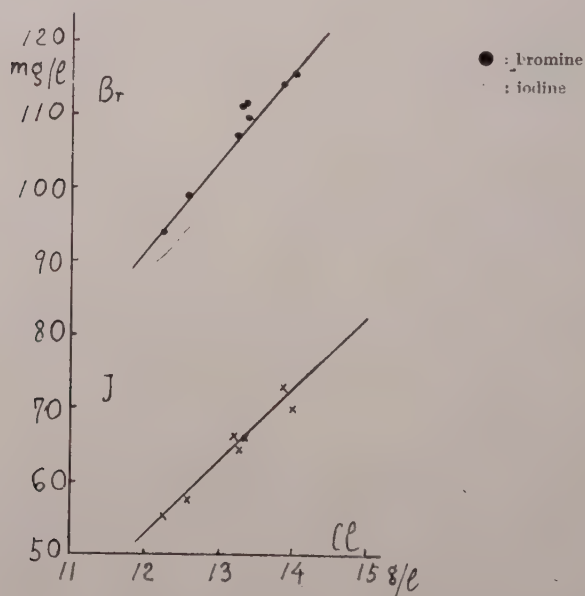


Fig. 3
Relation between bromine and chlorine contents and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Atsuda oil field in Hokkaido.

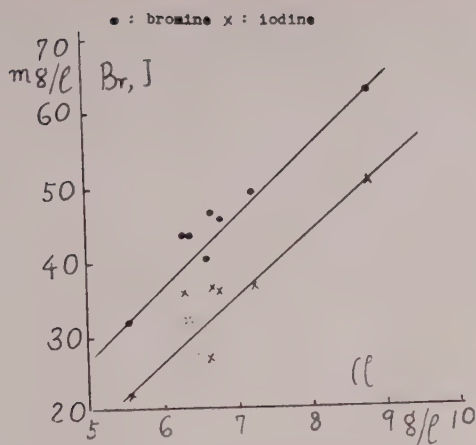


Fig. 4

Relation between bromine and chlorine contents and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Karumai oil field in Hokkaido.

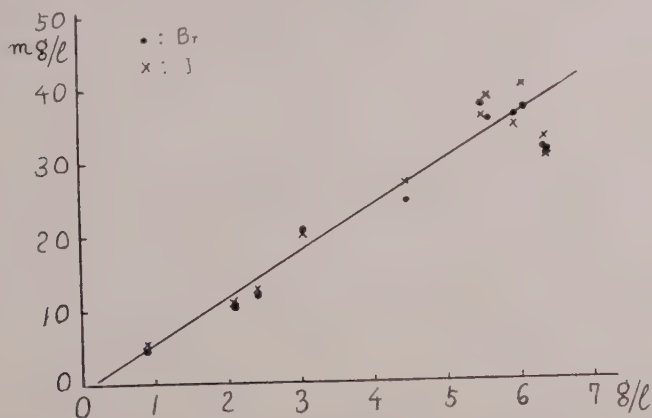


Fig. 5

Relation between bromine and chlorine contents and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Furuoi oil field in Hokkaido.

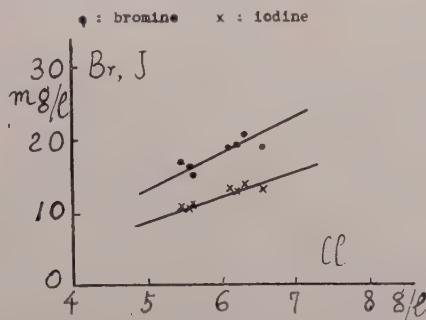


Fig. 6

Relation between bromine and chlorine contents and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Koetoi oil field in Hokkaido.

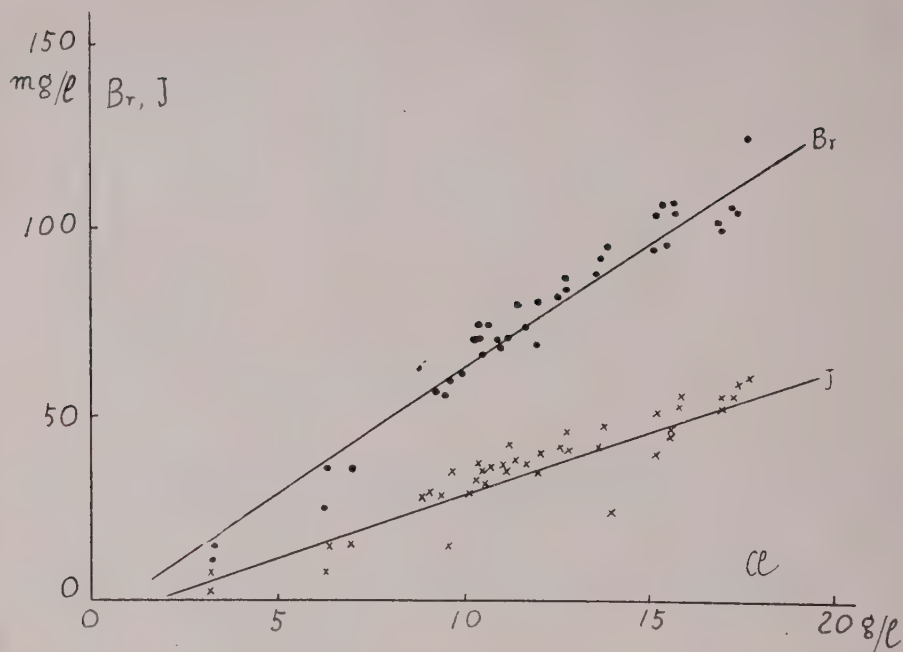


Fig. 7

Relation between bromine and chlorine contents and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Yabase oil field in Akita.

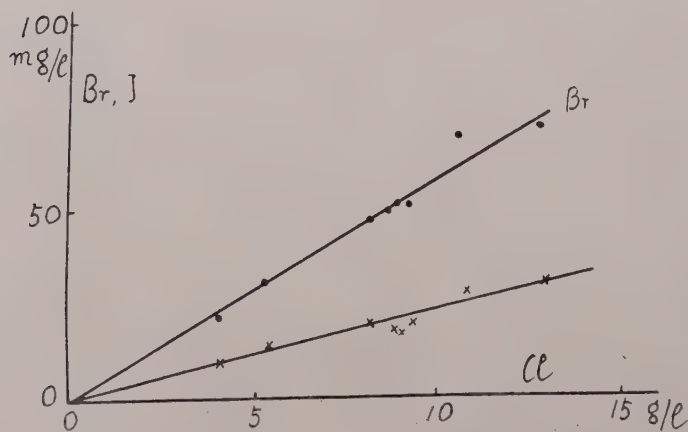


Fig. 8

Relation between bromine and chlorine contents and between iodine and chlorine contents of oil field waters from the Asahigawa oil field in Akita.

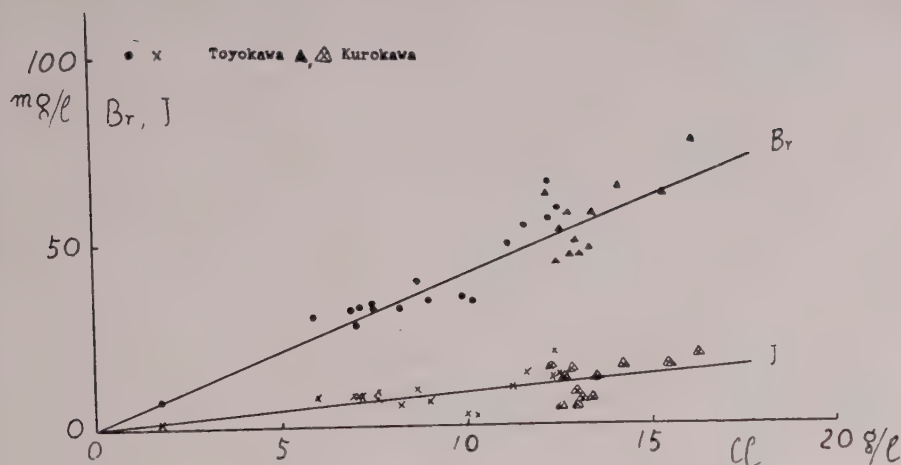


Fig. 9

Relation between bromine and chlorine contents, and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Toyokawa and Kurokawa oil fields in Akita.

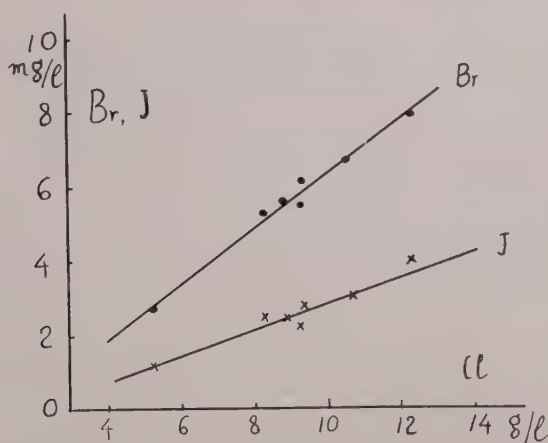


Fig. 10

Relation between bromine and chlorine contents, and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Katte oil field in Akita.

As will be seen in Tab. 1 and 2 the waters from oil wells are generally slightly alkaline, while the surface waters and shallow well waters are neutral or slightly acidic, except only one example of river water from Hachimori oil field in Akita-Prefecture which is strongly alkaline, its pH-value being 9.0. The highest pH-value (9.2) was observed in the brine water from the Koetoi oil field in Hokkaido, while the lowest value, pH = 6.8, was found in oil field waters from Ishinasaka and Narahashi in Yamagata-Prefecture. It seems that these latter waters should have ordinary shallow ground water as their origins. This is proved also by their chemical composition, for the other kinds of waters from oil fields are generally more or less distinctly alkaline and show high contents of halogen ions. The brine water from the Koya oil field is most rich in chlorine and bromine ions, that from the Atsuda oil field

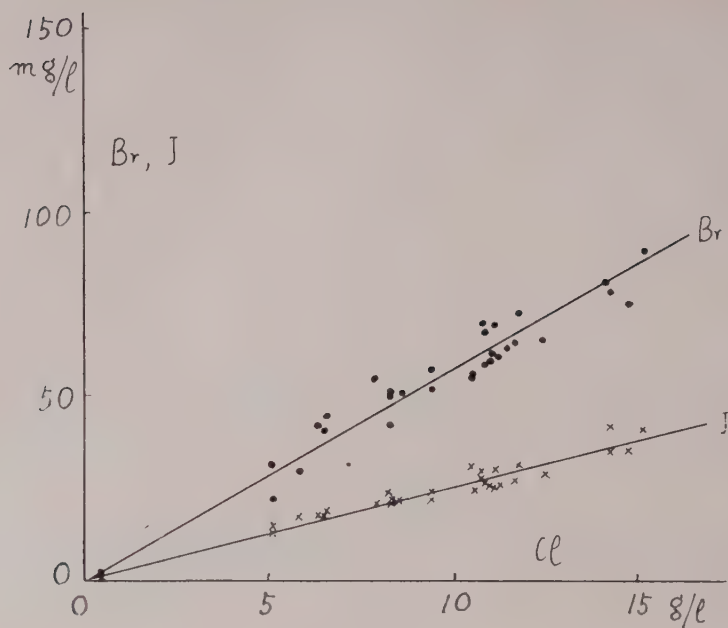


Fig. 11

Relation between bromine and chlorine contents and between iodine and chlorine contents of brine waters from the Nishiyama oil field in Niigata Prefecture.

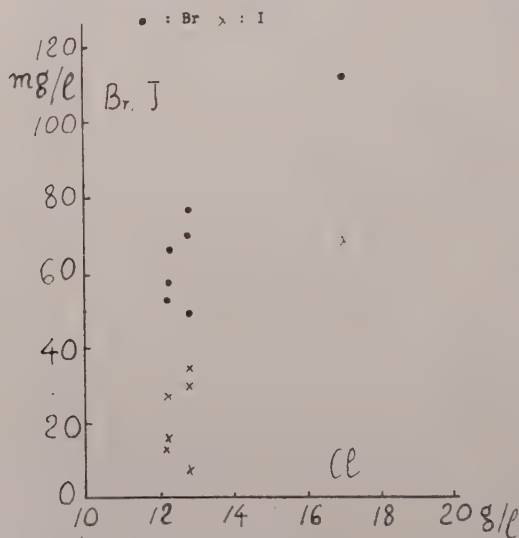


Fig. 12

Brine waters from the Hachimori oil field in Akita.

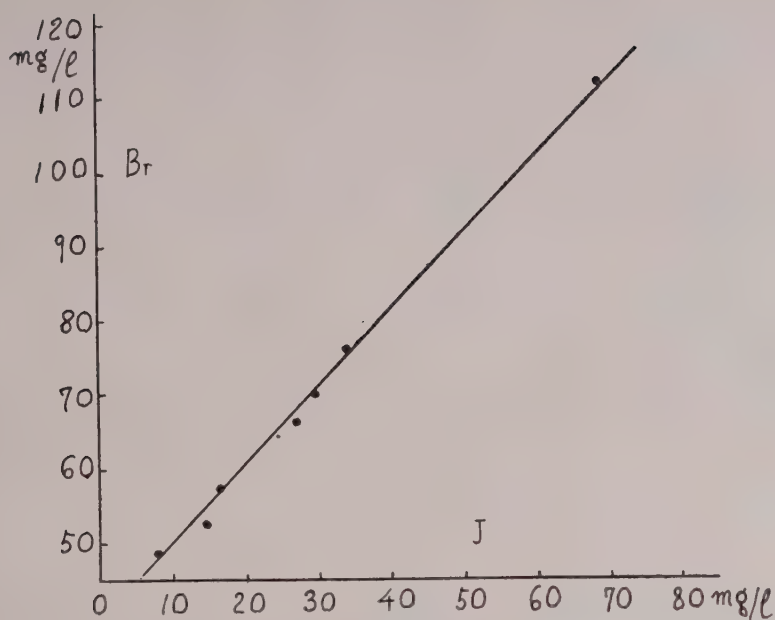


Fig. 13

Relation between bromine and iodine contents of the brine waters from the Hachimori oil field in Akita.

in Hokkaido in iodine ions, while exceedingly rich content of boric acid is observed in the brine water from the Menashi oil field in Hokkaido.

As will be seen in Figs. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, and 11, a linear relation clearly exists between chlorine and bromine contents in brine waters from the oil fields at Ishikari, Atsuda, Karumai, Furuoi, and Koetoi in Hokkaido, at Yabase, Asahigawa, Toyokawa, Kurokawa, and Katte in Akita-Prefecture and at Nishiyama in Niigata-Prefecture. The same relation is likewise seen in chlorine and iodine contents of

TABLE 3

Oil field	Avarage $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$	Avarage $\frac{\text{Cl}}{\text{I}}$	Number of analysis
Astuda, Hokkaido	0.81×10^{-2}	0.49×10^{-2}	8
Ishikari, Hokkaido	0.71	0.36	13
Aabase, Akita	0.65_8	0.30_4	9
Hanekawa, Akita	0.64_2	0.32_4	3
Koya, Akita	0.63_8	0.32_1	6
Katsurane, Akita	0.62_0	0.31_2	5
Katte, Akita	0.61_2	0.27_2	7
Omonogawa, Akita	0.60_5	0.28_1	11
Innai, Akita	0.58_5	0.26_2	12
Asahigawa, Akita	0.57_0	0.22_8	8
Hachimori, Akita	0.52_0	0.20_6	7
Katsurasaka, Akita	0.51_4	0.18_6	13
Urayama, Akita	0.46_7	0.11_7	5
Toyokawa, Akita	0.41_8	0.09_6	10
Kurokawa, Akita	0.41_3	0.08_6	12

TABLE 4

Oil field	Avarage $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$	Avarage $\frac{\text{I}}{\text{Cl}}$	Number of analysis
Karumai, Hokkaido	0.66×10^{-2}	0.51×10^{-2}	8
Yuchi, Hokkaido	0.61	0.39	2
Furuoi, Hokkaido	0.58	0.60	11
Koetoi, Hokkaido	0.29	0.20	7
Menashi, Hokkaido	0.24	0.22	5
Narahashi, Yamagata	0.50	0.09	5
Higashiyama, Niigata	0.43	0.06	4
Nishiyama, Niigata	0.58	0.26	31
Gas field			
Mobara, Chiba	0.69	0.56	8
The seashore part of Tokyo	0.54	0.16	6

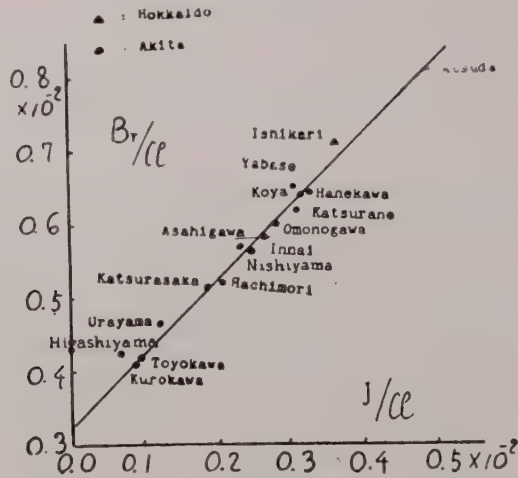


Fig. 14

Relation between the ratio $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ and $\frac{\text{I}}{\text{Cl}}$ of brine waters from the oil fields in Akita and from the Ishikari and Atsuda oil fields in Hokkaido.

brine waters from different wells in the same field. An exception was observed in the brine waters from Hachimori oil field in Akita-Prefecture; namely the linear relation is strictly existing here between bromine and iodine contents instead of chlorine and bromine, as is shown in Fig. 12 and Fig. 13.

From these experimental results, it may be concluded that the brine waters from each different oil well in the same field, either shallow or deep, are derived from the same natural origin and diluted by ordinary shallow ground water.

The mean values of the ratio $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ and $\frac{\text{I}}{\text{Cl}}$ of brine waters from each oil field are given in Tab. 3 and Tab. 4 and in Fig. 14. It will be a fact of no less interest in regard to the genesis of brine waters, that a linear relation is also seen in the ratio $\frac{\text{I}}{\text{Cl}}$ and $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ of brine waters from different oil fields in Akita-Prefecture and from the Ishikari and Atsuda oil fields in Hokkaido; the value of $\frac{\text{I}}{\text{Cl}}$ increases in proportion to that of $\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$ in these cases.

The contents of boric acid and halogens of brine waters from the gas fields in Chiba and Tokyo are shown in Tab. 5 and Tab. 6. As for the contents of halogens, there will be seen no distinct difference between brine waters from these two origins : oil and gas fields. As to boric acid, however, the brine waters from gas fields show quite insignificant contents compared with those of waters from oil fields.

TABLE 5
Analyses of brine waters from gas wells in the Mobara gas field, Chiba. (1953)

No	Cl g/l	Br mg/l	J mg/l	HBO ₃ mg/l	$\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{J}}{\text{Cl}}$
					$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$
1	18.81	136	116	10	0.72 ₃	0.61
2	18.32	134	107	10	0.73 ₀	0.58 ₄
3	17.83	128	109	10	0.71 ₇	0.61 ₁
4	16.03	99	90	11	0.62	0.56
5	12.21	84	—	11	0.69	—
6	10.83	72	54	11	0.66	0.50
7	8.77	61	46	12	0.69	0.52
8	7.56	51	40	12	0.67	0.53

TABLE 6
Analyses of brine waters from gas wells in the seashore localities of Tokyo City (1953)

No	Cl g/l	Br mg/l	J mg/l	HBO ₃ mg/l	$\frac{\text{Br}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{J}}{\text{Cl}}$
					$\times 10^{-2}$	$\times 10^{-2}$
1	9.81	54	18	4	0.55	0.18
2	12.12	68	21	5 ₆	0.56	0.17
3	12.90	69	21	5	0.53	0.16
4	9.16	49	13	4	0.53	0.14
5	13.27	72	22	5	0.54	0.17
6	14.27	76	22	5 ₅	0.53	0.15

Summary

- 1) Brine waters from oil fields are generally slightly alkaline, while surface water and shallow ground water are neutral or slightly acidic.
- 2) The waters from oil wells show very high alkalinity, and high contents of chlorine-, bromine- and iodine-ions, although an exceptional case has been observed in water from the Ishinazaka and Narahashi oil fields in Yamagata-Prefecture.
- 3) A linear relation exists between chlorine and bromine contents as well as chlorine and iodine contents of brine waters from different wells in the same field, except the brine waters from the Hachimori oil field in Akita, of which a linear relation is only given between bromine and iodine contents.
- 4) A linear relation is also seen in the ratio Br/Cl and I/Cl of brine waters from different oil fields in Akita-Prefecture and from the Ishikari and Atsuda oil fields in Hokkaido.
- 5) Halogen contents of brine waters of both origins, oil and gas fields, show no distinct difference, while boric acid contents of brine waters from oil fields exceed strikingly to those from gas fields.

(1) The greater parts of the results obtained by the technical section of Imperial Petroleum Co. Ltd. are not published. Nobuyoshi Ushijima, *J. Jap. Ass. Pet. Tech.* Vol. 9, No. 3 (1941) ITSURO MIKAWA, *J. Geol. Soc. Jap.* Vol. 37, No. 447.

GEOCHEMICAL STUDIES ON THE MINOR CONSTITUENTS IN MINERAL SPRINGS OF JAPAN

by

Kenjiro KIMURA, Yuji YOKOYAMA and Nagao IKEDA

Department of Chemistry, Tokyo University, Tokyo, Japan

Summary

Various minor constituents were found and determined in the mineral springs of Japan. The geochemical distribution of such minor constituents as indium, tin, titanium, rare alkali elements, fluoride ions, phosphate ions, nitrite ions, heavy metals and radioactive elements, etc. was discussed.

As to the Moto-yu Thermal Spring in Nasu, Tochigi Pref. and the Tenmangu-no-yu Thermal Spring in Arima, Kobe City, the authors measured all measurable constituents, which numbered as many as fifty. The former spring is remarkable for its arseniferous sinter deposit and the latter one showed the highest values in Japan in the content of chloride ions, potassium, sodium, barium, strontium, vanadium, chromium and molybdenum.

A thorough-going investigation was also made on the quantitative determination of short-lived radioactive elements, such as thorium X, actinium X, mesothorium I, radon, thoron, radium A, radium B, radium C, radium D, radium E, radium F, thorium B and radiothorium in mineral waters of Japan, and it has been shown that the short-lived radioactive elements in mineral waters may be used as a kind of natural tracer elements in the geochemical studies of natural waters.

* * *

Investigations on the occurrence of some minor constituents in the mineral waters have been carried out with special consideration being given to their therapeutic action and to the geochemical significance of their occurrence. Such investigations are not only, geochemically, interesting but also important from the viewpoint of resources of rare elements.

With the progress of analytical techniques, considerable information about minor elements in mineral waters has been accumulated in Japan in the past twenty years.

The senior author, (Kimura) formerly carried out the spectroscopic detection of minor elements in more than 300 mineral springs of Japan, and pointed out that many elements are widely distributed in these springs, and moreover, that several kinds of minor elements can often be found in a single spring.

As to quantitative studies, many interesting reports have been also presented by various investigators. In their papers, they record the identification of minute quantities of such elements by means of remarkable device for the analytical procedure for some of the constituents, and discuss the results from a geochemical standpoint; for example, beryllium, gallium, germanium, vanadium, chromium, molybdenum and silver are recorded by K. Kuroda ⁽¹⁾, cobalt and nickel by N. Tanaka ⁽²⁾, radium and radon by T. Nakai ⁽³⁾, I. Iwasaki ⁽⁴⁾, and K. Kuroda ⁽⁵⁾, copper, zinc and lead by K. Kuroda ⁽⁶⁾, and Y. Morita ⁽⁷⁾, manganese by Y. Murakami and M. Tanaka ⁽⁸⁾, and fluorine by K. Fuwa ⁽⁹⁾.

On the other hand, a thorough-going chemical analysis of the elements to be expected was carried out by K. Kuroda ⁽¹⁰⁾ in the «Gongen-no-yu» Thermal Spring, Yunohanazawa, Hakone, Kanagawa Pref., and as many as 42 constituents, including some very rare elements were determined.

In this paper, the authors will report the results obtained by thorough-going chemical analyses of the «Moto-yu» Thermal Spring, Nasu, Tochigi Pref., and the «Tenmangu-no-yu» Thermal Spring, Arima, Kobe City. In addition, they will also describe the recent information obtained on minor elements such as indium, tin, titanium, etc. and several which are radioactive.

1. The chemical constituents of the «Moto-yu» thermal spring, Nasu, Tochigi Pref.

The «Moto-yu» thermal spring gushes out of the southeast slope of Mt Nasudake (1917 m. above sea-level). There are many sulfurous fumaroles and alum deposits near by. The temperature of «Moto-yu» is about 70°C and its pH value is 1.5. It contains considerable amounts of hydrogen sulfide and is classified as an acidic alum spring containing hydrogen sulfide.

The authors tried to determine all the detectable constituents in the «Moto-yu» Thermal Spring. The results are shown in Table 1.

The ordinary major constituents were mostly determined by the methods authorized by the National Hygienic Laboratory, and, in part, by improvement made by the present authors. For the determination of the minor elements, the authors examined the analytical procedure, and in the case of some elements which are considered difficult to obtain reliable results, the «addition tests» were also carried out to check the results. For some constituents such as titanium, indium, tin, nitrite, phosphate, etc., some still further improved or new analytical methods were proposed.

The symbols in the last column in Table 1 represent the specific methods employed; — G: gravimetry, V: volumetry, C: colorimetry, P: polarography S: spectroscopy, R : radiochemical analysis.

TABLE 1

*The chemical composition of the «Moto-yu» thermal spring, Yumoto, Nasu.
Sample taken on Sept. 17, 1948*

Temperature: 69.9°C, pH: 1.5, Total residue: 2.723 g/l (dried at 130°C)

H+	0.0150 g/l	V	Li	0.00001 g/l	S
NH ₄ +	0.0031	C	Rb	0.00001	S
K+	0.0071	G	Cs	0.00001	S
Na+	0.0222	G	Sr	0.00000n	S
Ca++	0.0636	G	Ba	0.00000n	S
Mg++	0.0305	G	V	0.00051	C
Fe++	0.0275	C	Cr	0.0000044	C
Fe+++	0.0000	C	Mo	0.00000086	C
Mn++	0.00032	C	Ti	0.00017	C
Al+++	0.0852	G	Ge	0.00000000n	S
Cl-	0.1688	V	Be	0.0000000n	S
F-	0.000355	C	Ga	0.000000n	S
Br-	0.00000	C	Cu	0.000028	P C, and V
I-	0.000000	C	Pb	0.000072	P and C
HSO ₄ -	1.4416	V	Zn	0.000138	P and V
SO ₄ ---	0.6024	G	Bi	0.0000001	S
HSO ₃ -	0.0006	V	Sb	0.00000001	S
S ₂ O ₃ ---	0.0003	V	As	0.00185	G and C
S ₃ O ₆ ---	0.00	V	Sn	0.0000002	S
S ₄ O ₆ ---	0.002	V	Co	0.000000n	S
S ₅ O ₆ ---	0.000	V	Ni	0.000000n	S
HPO ₄ ---	0.00619	C	Cd	0.0000001	S
NO ₂ -	0.000000	C	Ag	0.000001	S
NO ₃ -	0.000000	C	In	0.00000001	S
H ₂ SiO ₃	0.1908	G	Au	0.00000000	S
HBO ₂	0.2320	V	Zr	0.000000n	S
H ₂ S	0.0345	V	Ra	1.6 × 10 ⁻¹²	R
CO ₂	0.066	G and V	Rn	0.33 mache	R

2. The Chemical Composition of the «Tenmangu-no-yu» Thermal Spring, Arima

In September, 1948, the boring of a new spring source named «Tenmangu-no-yu» thermal spring was accomplished in the precinct of the «Tenmangu» shrine in Arima, Kobe City. The temperature of the new spring exceeded 90°C, and its chloride

ion content showed a value as high as 43.79 g/l, which surpassed the 43.24 g/l value of the «Ariake-no-yu» thermal spring in Arima, thus becoming the spring with the highest recorded chloride content in Japan.

A thorough-going chemical analysis was also carried out. The results are shown in Table 2. The method of analysis for each constituent was almost the same as in the case of the «Moto-yu» thermal spring.

The «Tenmangu-no-yu» spring contains considerable amounts of sodium, potassium, calcium and chloride ions, and is classified as a strong saline spring containing alkaline earth elements. The radium and thorium X contents are also remarkable.

TABLE 2
Chemical composition of the «Tenmangu-no-yu» thermal Spring, Arima
Sample taken Mar. 21, 1949

Temperature: 94.0°C, pH: 5.8, Total residue: 76.1 g/l (dried at 130°C)					
NH ₄ ⁺	0.046 g/l	C	HAsO ₄ —	0.00000 g/l	V and C
Li ⁺	0.0558	G	H ₂ SiO ₃	0.199	G
Na ⁺	20.533	G	HBO ₂	2.344	V
K ⁺	4.664	G	CO ₂	0.370	V
Rb ⁺	0.0035	G	H ₂ S	0.0009	V
Cs ⁺	0.0025	G	Ti	0.0026	C
Ca ⁺⁺	4.069	G	V	0.0060	C
Mg ⁺⁺	0.0401	G	Cr	0.000090	C
Sr ⁺⁺	0.0021	G	Mo	0.000061	C
Ba ⁺⁺	0.0624	G	Cu	0.000134	C and V
Fe ⁺⁺	0.1650	C	Pb	0.000392	C
Fe ⁺⁺⁺	0.0000	C	Zn	0.000192	V
Mn ⁺⁺	0.0443	C	Ag	0.0000000	S
Al ⁺⁺⁺	0.0742	G	Ge	0.000000n	S
Cl [—]	43.79	V	Be	0.00001	S
F [—]	0.00075	C	Ga	0.00000n	S
Br [—]	0.0548	C	Cd	0.000000n	S
I [—]	0.00091	C	Bi	0.000000n	S
NO ₂ [—]	0.000000	C	Sb	0.000000n	S
NO ₃ [—]	0.000000	C	In	0.000000n	S
HCO ₃ [—]	0.595	V	Sn	0.0000001	S
SO ₄ [—]	0.0000	G	Rn	1.04 mache	R
HPO ₄ [—]	0.00149	C	Ra	2.12 × 10 ^{—10} g/l	R
			ThX	5.10 × 10 ^{—10} curie/l	R
				(250 × 10 ^{—17} g/l)	

It is definitely worth noting that there were no determinable amounts of sulfate ions present although the content of salts was remarkably high.

The content values of sodium, potassium, barium, strontium, vanadium, chromium, molybdenum and chloride were found to be the highest thus far reported for the mineral springs of Japan. The previous highest content values of these constituents are cited here from bibliographic sources.

sodium	18.746 g/l	(«Ariake-no-yu» thermal spring, Arima, Kobe City).
potassium	4.580	(«Shin-onsen» thermal spring, Arima, Kobe City).
barium	0.000010	(«Gongen-no-yu» thermal spring, Yunohanazawa, Hakone, Kanagawa Pref).
strontium	0.000032	(«Moto-yu» thermal spring, Yumoto, Nasu, Tochigi Pref).
vanadium	0.00051	(Kinkei mineral spring, Tochigi Pref.)
chromium	0.000073	(Murasugi thermal spring, Niigata Pref.)
molybdenum	0.000017	(«Ariake-no-yu» thermal spring, Arima, Kobe City)
chloride	43.24	

3. Comparison of the Abundance ratio of elements in the «Moto-yu» and «Tenmangu-no-yu» springs

As has already been shown, the «Moto-yu» thermal Spring is an acidic alum spring and the «Tenmangu-no-yu» thermal Spring is neutral saline. It is to be expected therefore, that there would be a remarkable difference between the abundance ratio of elements in «Moto-yu» and «Tenmangu-no-yu». In Table 3, the amounts of the elements in the total residue are expressed in percentages.

In the fourth column of the table, the ratio of the percentage content of each element is tabulated. This ratio shows the relative tendency in these two springs according to the distribution of each element. The elements of which the ratios

TABLE 3

«Tenmangu-no-yu», Arima	«Moto-yu», Nasu	«Tenmangu-no-yu»: «Moto-yu»	Sea water	Clarke number
NH ₄ ⁺ 0.060 %	0.11 %	0.55	0.00003 %	
Li 0.0733	0.0004	183.	0.00035	0.006
Na 27.0	0.814	33.2	30.4	2.63
K 6.13	0.26	23.6	1.1	2.40
Rb 0.0045	0.0004	12.	0.00058	0.03
Cs 0.0033	0.0004	8.	0.000006	0.0007
Ca 5.35	2.33	2.	1.2	3.39
Mg 0.0526	1.12	0.0470	3.71	1.93
Sr 0.0028	0.000n	>	0.038	0.02
Ba 0.0820	0.000n	>>	0.00003	0.023
Mn 0.0582	0.012	4.9	0.00001	0.09
Fe 0.217	1.01	0.215	0.000006	4.70
Al 0.0975	3.12	0.0312	0.0003	7.56
Cl 57.5	6.19	9.29	55.0	0.19
F 0.00099	0.013	0.076	0.0041	0.03
Br 0.0720	0.000	>>	0.19	0.0006
I 0.0012	0.0000	>>	0.0001	0.00003
HSO ₄ ⁻ + SO ₄ ⁻				
0.0000	75.06	<<	7.69	
P 0.00063	0.073	0.0086	0.0001	0.08
As 0.00000	0.068	<<	0.000043	0.0005
Si 0.0942	2.52	0.0374	0.0058	25.8
B 0.760	2.10	0.36	0.014	0.001
CO ₂ 0.486	0.24	2.0		
H ₂ S 0.001	1.23	0.0008		
V 0.0079	0.019	0.42	0.0000009	0.015
Cr 0.00012	0.00016	0.75		0.02
Mo 0.000080	0.000032	2.5	0.000001	0.0013
Ti 0.0034	0.0062	0.55		0.46
Be 0.00001	0.00000n	≈		0.0006
Ge 0.000000n	0.00000n	<<		0.00065
Ga 0.00000n	0.0000n	<<	0.000002	0.001
Cu 0.000176	0.0010	0.18	0.0000006	0.007
Pb 0.000515	0.0026	0.20	0.00001	0.0015
Zn 0.000252	0.0051	0.050	0.00001	0.008
Ag 0.0000000	0.00004	<<	0.0000009	0.00001
Ni 0.000001	0.0000n	<<	0.0000003	0.01
Co 0.000001	0.0000n	<<		0.004
Bi 0.000000n	0.000004	<<		0.00002
Cd 0.000000n	0.000004	<<		0.00005
In 0.000000n	0.000004	<<		0.00001
Sn 0.0000005	0.00001	<<		0.004
Sb 0.000000n	0.000004	<		0.00005
Ra 278 × 10 ⁻¹²	59 × 10 ⁻¹²	4.7	0.2 × 10 ⁻¹²	140 × 10 ⁻¹⁴

are exceedingly large, tend to occur more abundantly, relatively speaking, in the «Tenmangu-no-yu», and conversely they occur less abundantly in the case of those with smaller ratios. In the table, the symbol > means that the named element is more abundant and >>, supremely abundant. It is interesting that the more abundant elements in the «Moto-yu» belong, in general, to the chalcophile elements in terms of the geochemical distribution of the elements, and those elements which are relatively more abundant in the «Tenmangu-no-yu» belong, on the whole, to the lithophile elements.

In the last two columns of Table 3, the percentage content of the elements in sea water and the Clarke's number are also shown for convenience of general consideration with respect to the abundance of the elements in the hot springs from the standpoint of the earth's crust as a whole.

The percentage concentrations of sea water in Table 3 are calculated from the values given chiefly by Wattenberg (11).

4. Some further information on the minor constituents in hot springs

a) *Indium*. The occurrence of indium has not yet been reported in the hot springs of Japan. During the course of the thorough-going analysis of the «Moto-yu» thermal spring, however, the authors observed the existence of the element for the first time, by means of the spectroscopic method using dithizone extract from 5 l of spring water.

The authors thus devised a new method for the chemical determination of this element, which is based on the effective concentration of indium by dithizone extraction at pH 5.6, followed by the spectroscopic estimation of the element in the dithizone extract. The brief line of procedure is as follows: 1 to 10 l. of the sample water is acidified by hydrochloric acid and boiling is continued until all precipitation is dissolved and the hydrogen sulfide, if present, is completely expelled. After cooling the solution, pH is adjusted to 5 to 6 in the presence of tartrate or citrate. The solution is then transferred into the separatory funnel and the heavy metals including indium are extracted by a carbon tetrachloride solution of dithizone, then the dithizone extract is collected in a quartz dish and carefully evaporated to dryness. 10 mg of sodium nitrate and some nitric acid are then added to the residue which is again evaporated to dryness. Then, the residue is placed in the lower carbon electrode and subjected to arc excitation (12).

On the one hand, the standard samples of indium containing known amounts of indium in 10 mg of sodium nitrate were placed in the carbon electrode and excited under the same conditions. The spectral lines observed in the standard samples of

TABLE 4
Spectral lines of indium in various concentrations

Wave length	Quantities of In in 10 mg NaNO ₃					
	0.1 mg	0.01 mg	0.001 mg	0.0001 mg	0.00005 mg	0.00001 mg
4511.32 A	S+	S	W+	F		
4101.77	S+	S	W+	≠	≠	≠
3258.56	S	W+	F			
3256.09	S+	S	W+	F	F—	
3039.36	S+	S	W+	F		
2932.62	S	F	F—			
2753.88	S—	F—				
2713.94	W—					
2710.27	S	F				
2601.76	F+					
2560.23	W					
2522.97	F					
2460.08	F					

≠ not applicable, because its presence is obscured owing to the blackness of the cyan band spectrum.

various concentrations are shown in Table 4. In this table, S signifies that the line in question is strong; W, weak, and F, faintly visible, respectively.

The indium content of the sample can be estimated by comparing the observed spectral lines with those of the standard samples.

TABLE 5
Indium content in the hot springs

	Temp (C)	pH	In Content (γ/l)
«Moto-yu», Yumoto, Nasu (Tochigi Pref.)	73.1	1.5	~ 0.1
«Komatsutaki-no-yu» «	63.5	1.6	~ 0.1
«Tanihei-no-yu» «	51.2	1.7	~ 0.1
«Gyonin-no-yu» «	45.2	1.7	~ 0.1
Takao Hot Spring, «	34.0	5.6	0.05 ~ 0.1
«Moto-yu», Sandogoya, «	92.0	2.6	0.05 ~ 0.1
«Uchi-yu», «	57.0	6.4	~ 0.05
«Mushi-no-yu», Nikko-yumoto (Tochigi Pref.)	59.0	6.0	~ 0.1
«Gosho-no-yu», «	69.0	6.3	~ 0.1
«Tsuru-no-yu», «	56.7	6.0	~ 0.1
Hot Spring No. 3 «	64.5	6.6	0.05 ~ 0.1
«Jizai-no-yu» «	65.0	6.2	~ 0.05
«Tade-no-yu» «	55.2	6.4	~ 0.05
«Gongen-no-yu», Yunohanazawa, Hakone (Kanagawa Pref.)	33.0	2.6	~ 0.05
«Kobo-no-yu», «	45.0	2.1	~ 0.05
«Yoemon-no-yu», «	77.2	2.0	~ 0.05
«Seneki-to», Ashi-no-yu, «	40.3	6.4	~ 0.05
«Ogon-to», «	41.0	6.4	~ 0.05
«Takano-yu», Kowakudani, «	61.0	8.0	~ 0.02
Ubako Hot Spring, «	45.0	5.0	not detected
«Yubatake-no-yu», Kusatsu. (Gunma Pref.)	65.0	1.5	~ 1
«Shirahata-no-yu», «	65.0	1.5	~ 1
«Chiyo-no-yu», «	57.0	1.6	0.1 ~ 1
«Washi-no-yu», «	57.0	1.5	0.1 ~ 1
«Netsu-no-yu», «	64.0	1.6	0.1 ~ 1
«Jizo-no-yu», «	62.5	1.6	0.1 ~ 1
«Sainokawara-no-yu», «	59.0	1.5	0.1 ~ 1
«Chojukan-no-yu», Isobe (Gunma Pref.)	15.5	6.6	~ 0.05
Boring No. 1, Ikao «	44.2	6.2	not detected
Boring No. 2, «	53.6	6.6	«
«Todai-ryo-no-yu», Tanigawa «	42.3	8.2	«
«Jigoku-dani», Tateyama (Toyama Pref.)	42.0	1.2	0.1 ~ 1
«Tenmangu-no-yu», Arima (Kobe City.)	91.3	6.6	~ 0.1
«Shin-onsen», «	61.0	6.0	~ 0.1

b) *Tin*. Tin was formerly detected (by the spectroscopic method), in several not springs of Japan but no quantitative analyses have as yet been carried out.

Tin is also extracted by the carbon tetrachloride solution of dithizone at pH 5-6, and can be determined by a method similar to that used in the case of indium.

The tin contents of some hot springs in various parts of Japan are shown in Table 6.

TABLE 6
Tin content of Hot Springs

Hot springs	Temperature	pH	Sn Content (γ/l)
«Moto-yu», Yumoto, Nasu (Tochigi Pref.)	73.1	1.5	~ 0.2
«Komatsutaki-no-yu», «	63.5	1.6	~ 0.5
«Tanihei-no-yu», «	51.2	1.7	~ 0.5
Takao Hot Spring, «	34.0	5.6	0.1 ~ 0.5
«Moto-yu», Sandogoya, «	92.0	2.6	~ 0.5
«Uchi-yu», «	57.0	6.4	~ 0.2
«Mushi-no-yu», Nikko-yumoto (Tochigi Pref.)	59.0	6.0	~ 0.5
«Gosho-no-yu», «	69.0	6.3	~ 0.5
«Tsuru-no-yu», «	56.7	6.0	~ 0.5
Hot Spring No. 3, «	64.5	6.6	0.5 ~ 1.
«Jizai-no-yu», «	65.0	6.2	~ 0.5
«Tade-no-yu», «	55.2	6.4	~ 0.5
«Gongen-no-yu», Yunohanazawa, Hakone (Kanagawa Pref.)	33.0	2.6	0.1 ~ 0.5
«Kobo-no-yu», «	45.0	2.1	~ 0.5
«Yoemon-no-yu», «	77.2	2.0	0.1 ~ 0.5
«Seneki-to», Ashi-no-yu, «	40.3	6.4	0.1 ~ 0.5
«Ogon-to», «	41.0	6.4	0.1 ~ 0.5
«Takano-yu», Kowakudani, «	61.0	8.0	~ 0.1
Ubako Hot Spring, «	45.0	5.0	not detected
«Yubatake-no-yu», Kusatsu (Gunma Pref.)	65.0	1.5	~ 0.5
«Shirahata-no-yu», «	65.0	1.5	~ 0.5
«Chiyo-no-yu», «	57.0	1.6	~ 0.5
«Washi-no-yu», «	57.0	1.5	~ 0.5
«Netsu-no-yu», «	64.0	1.6	~ 0.5
«Jizo-no-yu», «	62.5	1.6	0.1 ~ 0.5
«Sainokawara-no-yu», «	59.0	1.5	~ 0.5
«Chojukan-no-yu», Isobe (Gunma Pref.)	15.5	6.6	0.1 ~ 0.5
Boring No. 1, Ikao (Gunma Pref.)	44.2	6.2	~ 0.1
Boring No. 2, «	53.6	6.6	~ 0.1
«Todai-ryo-no-yu», Tanigawa (Gunma Pref.)	42.3	8.2	~ 0.1
«Jigoku-dani», Tateyama (Toyama Pref.)	42.0	1.2	~ 0.5
«Tenmangu-no-yu», Arima (Kobe City.)	91.3	6.6	~ 0.5
«Shin-onsen», «	61.0	6.0	~ 0.5

c) *Titanium*. Titanium is one of the elements which is widely distributed in the earth-crust, and the presence of this element in hot spring waters has already been reported by several investigators. However, very few quantitative studies have been carried out up to the present. One of the reasons why quantitative information is still poor may be attributed to the fact that the analytical procedure being used is rather complicated and tedious. The present method is a modification of the method which is well examined and established for the determination of titanium in silicate rocks. It is rather an orthodox one, but requires carbonate or bisulfate fusion several times and is quite time consuming. The authors improved the analytical method and obtained satisfactory results by the following simple procedure.

Definite amounts of sample water are taken in a beaker and acidified with hydrochloric and nitric acid, boiled for some time in order to dissolve any precipitates present and to complete the oxidation of iron to the trivalent state⁽¹³⁾. Then ferric hydroxide is precipitated by treating with a 10 % sodium hydroxide solution. The precipitate is washed with a hot dilute solution of sodium hydroxide. The hydroxide precipitate is then dissolved in hot dilute sulfuric acid⁽¹⁴⁾ and the solution is transferred into a 50 cc measuring bottle. Phosphoric acid is added drop by drop until the color of the ferric ions begins to disappear. Treatment with 2cc of 30% hydrogen peroxide gives a yellow coloration which enables colorimetric determination of titanium.

Titanium contents of some hot springs of Japan as determined by the above mentioned procedure are shown in Table 7.

TABLE 7
Titanium content of hot springs

Hot springs	Temp. (°C)	pH	Ti Contents (mg/l)
«Moto-yu», Yumoto, Nasu (Tochigi Pref.)	73.1	1.5	0.17
«Kawa-no-yu», Benten, «	53.0	5.4	0.034
«Takano-yu», Kowakudani, Hakone (Kanagawa Pref.)	61.0	8.0	0.046
Isobe mineral spring (Toyama Pref.)	15.0	2.0	12.
«Jigoku-dani», Tateyama (Toyama Pref.)	42.0	1.2	0.47
«Tenmangu-no-yu», Arima (Kobe City)	91.3	6.4	2.6
Maka mineral spring (Hokkaido)	15.0	2.1	0.50

d) *Nitrite ions*. Nitrite ions in the natural waters can be determined with relatively high sensitivity by the aid of the Griess-Romijn reagent. However, it is only in the last few years that the presence of this ion in the mineral springs has been described by the present authors and by some other investigators.

It has been generally considered that the accurate determination of this ion is difficult or even impossible when the springs contain hydrogen sulfide.

The authors could obtain satisfactory results even in those cases by preliminary elimination of hydrogen sulfide as cadmium sulfide by the use of the cadmium carbonate reagent.

The authors tried to investigate the distribution of this ion in the hot springs by this method. The amount of nitrite ion present in the hot springs is generally very minute, and, in most of the springs, this ion could not be detected. Of 103 springs investigated, only 14 were found to contain nitrite ions. In Table 8, several representative springs containing nitrite ions are shown.

TABLE 8
NO₂⁻ content of hot springs

Hot springs	Temp. (°C)	pH	NO ₂ ⁻ contents (γN/l)
«Dai-gensen», Omaru, Nasu (Tochigi Pref.)	73.0	5.4	40
«Gensen», Shio-no-yu, Shiobara (Tochigi Pref.)	71.5	5.7	31
«Shin-yu», «	59.0	6.0	26
«Tamaya-no-yu», «	45.0	6.0	11
«Mujina-no-yu», Arayu, «	67.0	5.2	11
«Iwa-no-yu», Shio-no-yu, «	66.9	6.4	8
«Takano-yu», Kowakudani, Hakone (Kanagawa Pref.)	61.0	8.0	6
«Tera-no-yu», Arayu, Shiobara (Tochigi Pref.)	53.0	2.8	1.7
«Ogon-to», Ashi-no-yu, Hakone (Kanagawa Pref.)	41.0	6.4	1.2
«Fukuwata-gensen», Shiobara (Tochigi-Pref.)	68.9	5.4	0.7

5) Geochemical studies on the depth of the suppling zone of some radioactive elements in mineral Springs of Japan

The authors have been studying the occurence of some radioactive elements in the mineral springs of Japan. In this report, details of the experimental method

used will be abbreviated, but they will be found in other reports ⁽¹⁵⁾ ⁽¹⁶⁾. In the following the results obtained from these studies will be summarized and some conclusions as to the depth of the supplying zone of some radioactive elements will be given.

a) *The depth of radon supplying source*

It has been suggested in some of the preliminary reports ⁽¹⁵⁾ ⁽¹⁶⁾, that the shortlived natural radioactive elements in natural waters, such as the decay products of radon, or the short-lived isotopes of radon and radium, might be used as kinds of tracers in estimating the depth of the radioactive stratum under the ground.

It has been shown, for example, that the amounts of decay products of radon, such as radium A, B, C, in fresh radioactive mineral waters are considerably lower than the values evaluated from the equilibrium amounts calculated (Table 9).

TABLE 9
Radon, Radium A, Radium B, and Radium C, content in some of the Masutomi Mineral Springs

Name of Spring	Temp. (°C)	Rn	RaA	RaB	RaC	τ (min.)
		(10 ⁻¹⁰ Curie per litre)				
A 3	31.0	10	—	6.5	3.5	45
A 4	28.5	230	—	55	10.5	15
A 6	26.0	560	—	80	10	10
A 8	23.0	5700	4400	800	100	10
A49	23.0	13400	4500	130	10	2
B 7	26.0	15	—	3	0.5	12

It is in marked contrast to the fact that the radioactivity of fresh rain water is mainly due to the decay products of radon, such as radium B and radium C.

The depth of the under-ground supplying zone of radon was estimated from the amount of radon and its decay products in fresh mineral waters. The values of time (τ) required for travelling from the supplying zone of radon to the surface of the earth, in which the separation of radon and its decay products happened, are shown in Table 9.

It is quite interesting that A49, which contains extremely large amounts of radon (1.3 to 2.7 $\times 10^{-6}$ Curie per litre), gives a very small value of τ (only 2 minutes). This suggests that the radon source is located very close to the earth's surface. Spring A3, containing the lowest amount of radon, showed the highest value of τ (45 minutes), the meaning of which is that the radon source will be found at a fairly great depth. Similar measurements were also carried out at the Ikeda mineral Spring, Shimane Pref., and at Misasa thermal Spring, Tottori Pref., as shown in Table 10.

TABLE 10
Radon, Radium A, Radium B and Radium C, content in the waters of Ikeda and Misasa

Name of Spring	Temp. (°C)	Rn	RaA	RaB	RaC	τ (min.)
		(10-10 Curie per litre)				
A Misasa						
Okayama Univ.	63	40	—	16	5	25
Matsubara	62	70	—	51	31	55
Akasakiya	42	180	—	165	150	110
Hanaya	61	650	—	130	22	13
Yamadaku	55	900	—	220	40	15
B Ikeda						
No 1	15	480	—	265	115	35
No 3	16	770	—	200	42	16
No 4	13	6100	5300	730	85	9
No 5	12.5	8500	6800	600	40	6

So far, we have assumed that (1) the main supplying zone of radon is located at a level not so far from the ground surface, and that (2) the decay product of radon does not precipitate under the ground. The possibilities of the precipitation of the decay products are supposed to be very small, because the absolute amounts of radium B in these mineral waters are of the order of 10^{-17} g, per litre, and these mineral waters contain only a few tenths mg of lead. Thus, the authors would like to conclude that the main supplying zone of radon is located at a shallow depth and that the mineral water arrives at the surface of the earth so quickly that the equilibrium between radon and its decay product can not be established. It must be pointed out, however, that the value obtained shows an average value of travelling time from some radon sources, since there is no basis for assuming that the point of origin of each mineral water must necessarily be from only one radon source. One of the most important problems unsolved is that we obtain the depths of the radon source in terms of time, and there is no exact way of calculating the actual depth in terms of length. The velocity of the flow of water under the ground is unknown, and the path of the waters would not necessarily be straight.

b) *The depth of the uranium and thorium supplying source*

The abundance ratio of radium isotopes was investigated for the purpose of estimating the depth of the uranium or thorium strata under the ground. The equilibrium relationship between MsThI and ThX should give us some information Table 11, shows the results.

TABLE 11
The natural isotopes of radium in mineral waters

		Ra (10^{-12} g/l)	AcX	MsThI	ThX	ThX/MsThI
		(10 ⁻¹² Curie/l)				
Masutomi	A 1	30	n.d.	120	83	0.69
	A 2	42	n.d.	110	130	1.18
	A 3	37	n.d.	85	85	1.00
	A 4	12	n.d.	48	57	1.19
	A 5	87	n.d.	130	120	0.92
	A 6	26	n.d.	42	44	1.05
	A49	8	n.d.	n.d.	12	
	A51	12	n.d.	31	37	1.19
	B 5	21	n.d.	58	66	1.14
	B 7	30	2	79	220	2.78
	E 1	71	n.d.	120	43	0.36
Arima	No. 1	210	10	500	590	1.18
	No. 2	160	11	590	570	0.97
	No. 3	53	n.d.	180	170	0.94
	No. 4	210	8	280	290	1.04
	No. 5	180	n.d.	540	n.d.	
	No. 6	140	n.d.	270	210	0.78
	No. 7	31	n.d.	76	66	0.87
Ikeda	No. 1	41	n.d.	80	110	1.38
	No. 2	44	n.d.	63	100	1.59
	No. 3	42	n.d.	72	110	1.53
	No. 4	24	n.d.	35	9	0.26
	No. 6	21	n.d.	43	50	1.04
Misasa	No. 1	12	n.d.	37	23	0.62
	No. 2	18	n.d.	37	26	0.70
	No. 3	12	n.d.	32	80	2.50
	No. 4	8	n.d.	14	21	1.50
	No. 5	19	n.d.	62	25	0.40

The finding of waters in which excessive amounts of ThX to MsThI occur makes the situation rather complicated. It is, however, quite interesting that these waters also show a large ratio of thoron to radon. This fact indicated that a supplying zone of ThX exists somewhere near the surface of the earth. This is in general agreement with the fact that the radiothorium content of these waters is extremely low as compared with the ThX and MsThI content. Probably, the co-precipitation takes place somewhere near the surface of the earth, and RdTh is accumulated together with iron hydroxide in the sinter deposits. Considerably less amounts of ThX are found in some mineral waters, such as Masutomi E 1, and Ikeda No. 4. These mineral waters issue apart from the main groups of hot springs, and it is considered that the distance from the uranium or thorium source, where the separation of radium isotopes takes place from the radioactive deposit is considerably large. From the half life of ThX, the time elapsed since the leaching out of radium isotopes took place deep under the ground, is estimated to be about a week.

- (¹) K. KURODA, *Bull. Chem. Soc. Japan*, **14**, 303, 305, 307 (1939); **15**, 65, 234 (1940); **17**, 213, 419 (1942); *J. Chem. Soc. Japan* **64**, 223 (1943).
- (²) N. TANAKA, *Bull. Chem. Soc. Japan*, **18**, 201, 365 (1943).
- (³) T. NAKAI, *ibid.*, **15**, 333 (1940).
- (⁴) I. IWASAKI et al., *J. Chem. Soc. Japan*, **67**, 106 (1946); **72**, 94 (1951), etc.
- (⁵) S. OANA, K. KURODA, *Bull. Chem. Soc. Japan*, **15**, 485 (1940); **17**, 397 (1942); K. KURODA, M. NAKANISHI, *ibid.*, **17**, 489 (1942);
- (⁶) K. KURODA, *ibid.*, **15**, 88, 153, 439 (1940);
- (⁷) K. SUGAWARA, S. OANA, Y. MORITA, *J. Chem. Soc. Japan*, **69**, 173 (1948); Y. MORITA, *ibid.*, **69**, 174 (1948);
- (⁸) Y. MURAKAMI, *Bull. Chem. Soc. Japan*, **22**, 157 (1949).
M. TANAKA, *J. Chem. Soc. Japan*, **72**, 29 (1951);
- (⁹) K. FUWA, *Japan Analyst*, **3**, 98 (1954).
- (¹⁰) K. KURODA, *J. Chem. Soc. Japan*, **64**, 153, 159, 181, 186, 222, 228, 369, 374 (1943).
- (¹¹) H. WATTENBERG, *Z. anorg. allgem. Chem.*, **236**, 339 (1938); **251**, 86 (1943).
- (¹²) The Adam-Hilger spectrograph of E 2 type was used in our experiments.
- (¹³) If the amount of iron is small, add about 100 mg of ferric iron as a carrier.
- (¹⁴) The total volume of sulfuric acid used in this stage should correspond to 5 cc of 36N sulfuric acid.
- (¹⁵) K. KIMURA, K. KURODA and Y. YOKOYAMA, *J. Chem. Soc. Japan*, **69**, 34 (1948);
- (¹⁶) K. KURODA and Y. YOKOYAMA: *Chemical Researches*, **3**, 29 (1948).

WATER MASS ANALYSIS APPLIED TO RIVER OUTFLOWS

by

Shoiti HAYAMI

Geophysical Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan

Abstract

The river outflow of a rain water is believed to consist of three parts-surface, intermediate, and ground flows. For the analysis or prediction of flood flows, therefore, it is required to separate these constituents. The surface, intermediate and base flows take respectively their proper water courses and during running through their courses, they dissolve various salts of different qualities and quantities which are characteristic for their watersheds. These characteristic properties are conservative, and with their aid we are enabled to specify the kind of flow waters and the extent of mixtures. The characteristic properties of a water mass can be specified by various indices. In the present study the density at 0°C and an excess alkalinity of water after the settlement of suspended silts, were used as characteristic indices. The determination of these indices is rather simple and requires no time. The former represents the quantity of dissolved and colloidal materials, while the latter represents the quality of dissolved salts. The water mass analysis of flood flows of several rivers in Japan were conducted using these indices. It was confirmed then that, though the water mass composition of a flood flow was complicated, it consisted basically of three constituents mentioned above and their accurate separation from other was possible.

* * *

1. Analysis of Rain-fall and Run-off

The relation between rain-fall and run-off is one of the main problems of hydrology. As is well known, part of rain water flows directly over land, while the remaining part infiltrates into soil. A portion of infiltrating water remains in soil only for a short time and before long it flows out again into land surface and mixes with surface flows which is called a subsurface, or intermediate flow. Putting aside the water which becomes soil moisture and is lost sooner or later by evapo-transpiration, the remaining portion reaches to the ground water level and feeds a river long after rain-falls. It is called a ground flow. The outflow of a river is composed of these three water masses. As these processes are complicated and are influenced by many factors, it will be difficult to analyse a river outflow exactly. Considering, however, the physical principles of conservation of matter and momentum underlying such phenomena, we may infer that the outflow of a river is expressed by formulae of the type such as

$$Q_1 = \int_0^t U_1(t - \tau, \tau) E(\tau) d\tau \quad \dots (1)$$

$$Q_2 = \int_0^t U_2(t - \tau, \tau) S(\tau) d\tau \quad \dots (2)$$

$$Q_3 = \int_0^t U_3(t - \tau, \tau) G(\tau) d\tau \quad \dots (3)$$

$$Q = Q_0 + Q_1 + Q_2 + Q_3 \quad \dots (4)$$

$$\text{and} \quad R(t) = E(t) + I(t) \quad \dots (5)$$

where Q : discharge of a river, Q_0 : initial discharge, Q_1 , Q_2 and Q_3 : discharge of surface, subsurface and ground flows respectively, E : intensity of an effective rain, S : part of infiltration capacity feeding a subsurface flow, G : part of infiltration

capacity feeding a ground flow, R: intensity of a rain, I: infiltration capacity, U_1, U_2, U_3 : certain statistical functions characteristic of a watershed, t : time, τ : parameter.

The values of R, E, S, G and I are the means taken over the watershed upstream of fixed station of a river, or, in practice, certain weighted means of some representative values distributed over the watershed. The number of relations given above is five, while the number of quantities in those relations are thirteen in all, so that for a complete determination of these quantities eight more relations are necessary. Out of thirteen quantities, Q, Q_0 , R and I will be determined by observation. The quantities S and G are not observable, but assumed practically that

S and G are nearly constant with respect to time and their durations are both equal to the duration of a constant infiltration capacity.

These relations offer two additional conditions. Therefore, if we can obtain two more quantities such as the ratios $Q_1 : Q_2 : Q_3$ from observations, the problem will be solved. For example, it is usually required to estimate Q or Q_1, Q_2 and Q_3 from R. When we assume E, S and G to be unit function, the corresponding functions $Q_1(t), Q_2(t)$ and $Q_3(t)$ are called unit graphs for E, S and G. These unit graphs are obtained by observation of Q_1, Q_2 and Q_3 . They are regarded as a sort of graphical solution of unknown functions U_1, U_2 and U_3 . Once unit graphs are known, the discharges Q_1, Q_2 and Q_3 for any E, S and G will be obtained from them by simple addition. In this process, E will be obtained from eq. (5), while S and G will be estimated from many previous observations of Q_2 and Q_3 with an aid of conditions to be satisfied by S and G.

2. Water Mass Analysis

The surface, subsurface and ground flows take different water courses and during their run dissolve various salts of different quality and quantity which are characteristic of respective waters. These characteristic properties are conservative and with their aid we shall be able to specify waters and their mixtures of different origins. The characteristic properties of waters will be specified by various indicators. In the present investigation, the density at 0°C and an excess alkalinity of river waters were used as characteristic indicators. The former represents the quantity of dissolved salts and colloidal particles, while the latter represents the quality of dissolved salts. Their determinations are simple, rapid and accurate. The density of water was measured by a special instrument designed for this purpose. It is essentially a submerged hydrometer. The volume of the hydrometer is about 100 cc. The change of buoyancy of the hydrometer due to a density change is determined by a string torsion balance up to 0.1 mg. For determination of a buoyancy, zero method was used where the zero corresponded to the buoyancy of distilled water at 0°C. The accuracy of the measurements was of the order of $\pm 2 \times 10^{-6}$ gr/cm³. A test sample of water is poured into a metal cup of about one litre in capacity which is put into a thermostat and kept at about 0°C by an electric refrigerator. In the thermostat ten cups are arranged on a circular disc which rotates around a vertical axis through its center. The temperature of water was measured by a thermocouple and galvanometer up to 0.01°C. By rotating the disc successively, the density is measured one by one. The density of water was measured after all the suspended solid have settled down and was reduced to the value at 0°C.

The excess alkalinity (B.C.P. alkalinity) was determined by the titration of hydrochloric acid (0.02-0.03 N); and brom-cresol-purple aqueous solution (0.1% PH5.2~6.8) was used as an indicator. The excess alkalinity is given by the amount of hydrochloric acid consumed for neutralization of one litre of a test water. For example, when α cc of 0.02N hydrochloric acid is consumed in order to just neutralize 50 cc of a test water the excess alkalinity is given by

$$\alpha \times \frac{0.02}{1000} \times \frac{1000}{50} = 4\alpha \times 10^{-1} \text{ grEq/l} = 4\alpha \times 10^{-1} \text{ mgEq/l.}$$

The waters percolating through soils usually show high alkalinity and high density as compared with the waters flowing only over land. When a surface flow becomes intense, severe land erosions occur frequently, especially over bare land. In this case, the density becomes very high, but the excess alkalinity does not increase. These features are specially convenient for an analysis of river outflows.

3. Some Results of Observations

Here density and excess alkalinity were determined of many samples of water taken during and after flood from several rivers in Japan. As the amount of dissolved matter of turbulent waters does not change from the bottom to the surface of a river, samples were always taken from surface waters. Some examples of the results obtained are shown in Figs. 1 and 2. In these figures, the variations in density and excess alkalinity are shown together with corresponding changes of river stage and rainfall intensity.

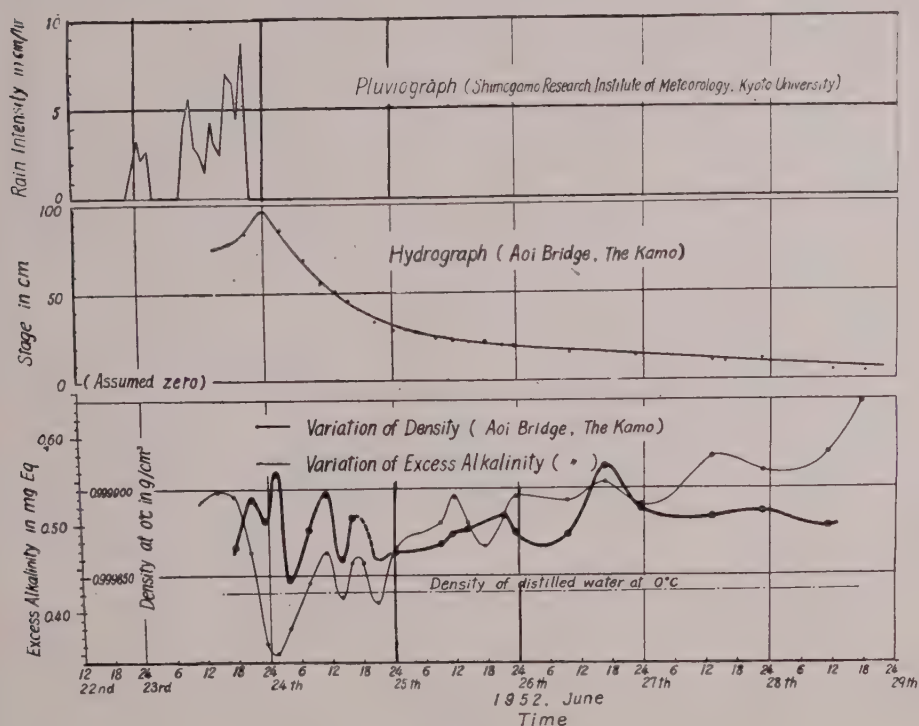


Fig. 1

The example of Fig. 1 is an analysis of waters taken at Aoi Bridge, the Kamo catchment area of which being about 160 km² upstream the station. Samples were taken during and after a typhoon rain on 23rd June, 1952. As is seen from Fig. 1, there are several peaks of density and excess alkalinity during and after the flood. The peaks of both density and excess alkalinity agree fairly well, except the first two peaks of density. The first minimum of excess alkalinity corresponds to the peak of hydrograph which seems to show that the surface flow attained its maximum at this epoch. The first two density maxima, then, will indicate that severe soil erosions took place during this time. The two density maxima correspond to two peaks of the rainfall and it will be worth to note that the second density maximum appears shortly after the peak of the hydrograph. The second and third maxima of excess alkalinity with simultaneous density maxima, are believed to indicate the subsurface flows, their two peaks corresponding to the two peaks of rain-fall. After a third minimum of excess alkalinity, both of excess alkalinity and density increase steadily showing that the ground flow begins to appear at this moment and, thenceforth, the river outflow mainly consists of it. The transitional region from surface to ground flows consists of subsurface flows and corresponds nearly to the zone of inflexion of the flood hydrograph.

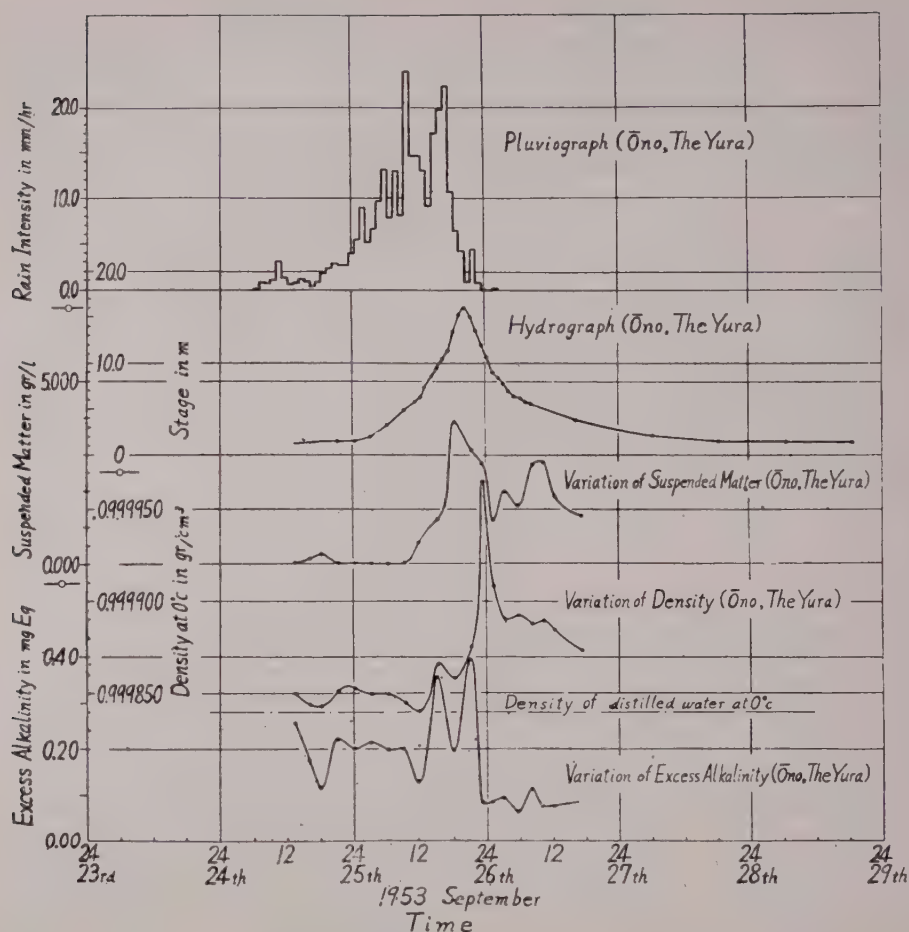


Fig. 2

The example of Fig. 2 is an analysis of waters taken at Ono, the Yura, the catchment area of which is about 342 km² upstream the station. Samples were taken during and after a severe typhoon rain on 25th September, 1953.

In Fig. 2 several peaks of both density and excess alkalinity are seen as in Fig. 1. Generally speaking the maxima and minima of density and excess alkalinity coincide. As was in the case of the Kamo, the simultaneous maxima of both density and excess alkalinity correspond to subsurface flows. On the other hand, the simultaneous minima correspond to surface flows and the transitional regions indicate a mixture of both waters. It will be specially noticed that the peaks of flood hydrograph coincide with the peaks of excess alkalinity which suggests that the subsurface flows take an appreciable share to the flood discharge of this river. Shortly after the highest peak of hydrograph, the density becomes exceptionally large, while the excess alkalinity decreases to a considerably low value. This is also similar to the previous example and seems to indicate the effect of a severe land erosion. From this time to the end of observations, the excess alkalinity keeps a low value and the value of density is relatively high, while the sense of minor changes of density and excess alkalinity during this interval is also opposite to each other — a fact which seems to indicate that the flow of this part is mainly maintained by channel and

detention storages, while minor fluctuations being small additional surface and subsurface flows caused by the latest rainfall.

When the pattern of rainfall is complex, the changes of density and excess alkalinity will also become complicated. But from these examples, it will be inferred that an analysis of river outflows into surface, subsurface and ground flows may be carried out sufficiently by water mass analysis of river waters.

In conclusion the writer should like to express his best thanks to Prof. Dr. Ken Sugahara for his valuable suggestions to the present work.

RECHARGE DES NAPPES — DIVERS

HIGH-RATE ARTIFICIAL GROUND-WATER RECHARGE AT PEORIA, ILLINOIS, U. S. A.

by

Max SUTER

Head Engineering Research Subdivision
Illinois State Water Survey Division

Summary

In Peoria, Illinois, a pilot plant for artificial recharge of ground water was installed as one of several relief measures to overcome the groundwater depletion due to overpumpage.

The pilot plant consists of a pit 40×62.5 feet with sloping sides dug to a depth 10 feet below river pool stage and fed by gravity with screened and chlorinated river water.

It was desired to develop a method to get a high rate of infiltration per unit area as land is at a premium in the critical area. An inflow from 7-15 mg per day per acre was obtained.

Close control was kept over inflow, water characteristics, and levels in the river and wells in the neighborhood of the pit, with additional model and theoretical studies.

Some of the findings which may be mentioned are:

- 1) Most flow occurs through the sides of the pit, as flow through the bottom is slowed down by backwater effect.
- 2) Hydraulic studies with a model and comparison of various existing pits show that the rate of inflow is higher in small pits than in large ones, other factors being the same.
- 3) Rate of inflow depends more on the facility to get water away from the pit in the strata than through the bottom layer into the strata.
- 4) Clogging of the filter bed is of minor importance. A cleaning method is being developed for use without a shutdown of the pit.
- 5) Effects of infiltration on chemical, temperature and bacteriological conditions are described.

March 29, 1954.

* * *

Peoria, Illinois, is located on the Illinois River about half way between Chicago, Illinois, and St. Louis, Missouri. It is a highly industrialized city which has, with its immediate surrounding communities, a population of 150,000. The industries include brewing, chemical, dairy, distilling, laundry, heavy machinery, packing, and steel. Also present in the area are power plants and water-consuming air conditioners. Most of these industries were located in Peoria because it was once thought that Peoria had an abundance of cool ground water in the glacial drift and alluvium of the Illinois River valley, from which most industrial plants pump their own water from wells. However, with a municipal pumpage of 20 mgd and a total industrial pumpage of 55 mgd it was determined in 1940 that the groundwater levels dropped steadily at an average rate of 2.6 feet per year. This was calculated to be an overpumpage of about 8 mgd, which is critical, because some of the deposits are relatively shallow, and in some areas less than 20 feet of saturated strata remain (*). Conservation measures were therefore introduced which consisted mainly in the replacement of well water by river water for condensers, the installation of cooling towers, recirculation, multiple use of water, and reduction of wastage.

The conservation measures were successful to a certain extent. A reduction in the industrial pumpage of about 5 mgd lowered the rate of recession to about 0.6

(*) *State Water Survey Bulletin* No. 39, Groundwater in the Peoria Region, Leland HORBRIG, Max SUTER, and T. E. LARSON.

of a foot per year and a further reduction of 6 mgd gave a slight recovery of ground-water level. This state of equilibrium is very delicate and a new recession can be caused by subnormal rainfall periods, as in 1953-54, or increases in industrial activity. Conservation measures were not sufficient to provide the water necessary for a normal growth of the city. In fact, in the last 10 years, not a single new industrial plant could be located in Peoria.

A search was made for new well fields, either to supply water to Peoria or to provide locations for new industries. Both of these efforts have so far been unsuccessful from an economic standpoint.

It was, therefore, natural that careful attention was given to the possibility of artificial recharge using Illinois River water. This included a study of several problems singular to Peoria. The Illinois River is a navigable river with a 9 foot channel and a minimum flow of about 4300 cfs (of which 3000 cfs come from Chicago). It has a very flat natural slope of only 1.1 inches per mile. Due to navigation pools through Peoria, the slope is actually less than one foot in 70 miles. Its normally wetted perimeter is, therefore, heavily silted. Although in Peoria the groundwater level is as much as 25 feet below the pool stage, no appreciable river water infiltration occurs except to a minor extent during floods. Furthermore, the Illinois River received for many years the waste waters from Chicago and other towns along its course and was polluted throughout its length. Thanks to the progressive installation of sewage treatment plants, the quality of the river water has been improved. It can now be considered a river at least as good, if not better, than many others whose water, after filtration, is used as sanitary water. Unfortunately, the popular impression that the river is polluted lingers on, and this causes many objections to its use. Furthermore, the industries using ground water prefer it to river water because of its fairly constant temperature of from 54° to 56°F, whereas the temperature of the river water varies from 32° to 90°F. In order that the temperature of the ground water remain cool, recharge should occur only as long as the river water is cool. To keep the recharge pit from becoming silted too heavily, the river water should be used only when relatively clear. Preliminary studies indicated that the upper limits of temperature and turbidity should be set at 60°F and 100 ppm. These conditions, from 11 years of daily observation, occur from 123 to 180 days each year (*).

Several types of artificial recharge possibilities were studied. Recharge from the Illinois River alone could be considered, since this is the only natural river in the neighborhood with a reliable flow. The recharge operation should be in or near the cone of recession caused by the local pumpage. Under these conditions land flooding was impracticable as the necessary area was nowhere available for such an operation, which by all experience, yields only low rates of recharge, that is, less than 200,000 gallons per acre per day. Recharge wells require clean water and the cost of building a filter plant for experimental purposes would not be justified. Even the cost of a patented self-cleaning well was higher than the cost of the finally selected pit.

A preliminary test made by pumping river water into an abandoned pit in clean gravel showed that at that location and scale (pumpage capacity of 2 mgd) an infiltration of 37 mgd per acre could be obtained. The gravel had less than 0.5 percent of the material passing the 200 mesh screen. Unfortunately the location could not be used for a permanent pit.

In 1948 the State of Illinois bought property for a hydraulic laboratory in Peoria, acquiring enough land to build an experimental pit for artificial recharge of ground water. This pit was built larger than originally planned with the \$25,000 State appropriation, through a special additional fund of \$70,000 raised and made available by the Peoria Association of Commerce. Although this increase in size permitted an increase in recharge, a factor desired by the local contributing industries, the pit is, nevertheless, used primarily to establish an evaluation of the pit method of artificial recharge. The State is willing to do the research work but does not want to establish the precedent of operating a water supply.

The following aims were to be considered:

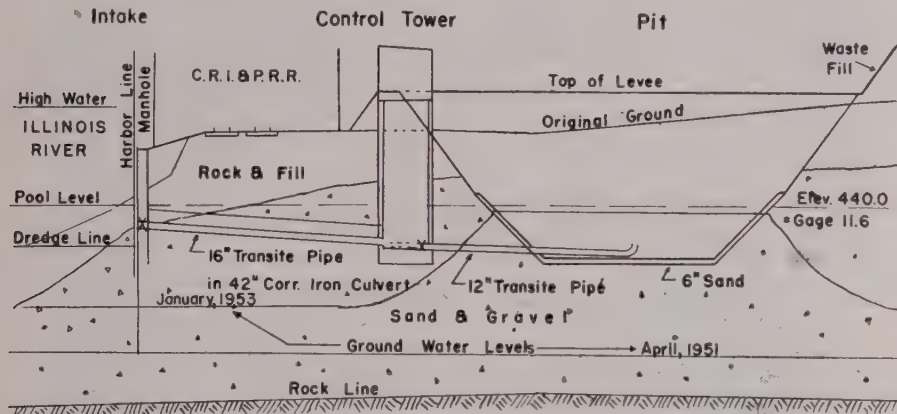
- (a) determining cost data
- (b) establishing the effect and efficiency of the recharge method of pit
- (c) investigating the hydraulic flow conditions

(*) *State Water Survey Report of Investigation No. 1, Temperature and Turbidity of Some River Waters in Illinois*, Max SUTER.

(d) overcoming operating difficulties

(e) suggesting improvements in the design of future pits.

The pit consists of a steel sheet piling intake structure, a 16-inch pipe line underneath the railroad track along the river, a control tower containing a vertical well screen with 1/8" slots as fine screen, cleaned by a movable spray ring, chlorination equipment and measuring devices, and a 12-inch line to the pit proper. This pit is an excavation with bottom dimensions of 40 × 62.5 feet, a bottom elevation 10 feet below the pool level of the river or 30 feet below the top of the surrounding levee, and slopes with 1:2 for the lower 12 feet and 1:1 1/2 for the rest. The main infiltration area is along the flatter slopes. These together with the bottom are covered by a 6 inch sand filter. Thus, screened, chlorinated, and filtered water is added to the ground water. The inflow is by gravity and no pumps are necessary as the original ground water level was as much as 15 feet below the bottom of the pit. However, at the location of this pit the gravel contains 2.1 percent fine material passing the 200 screen, and a lower rate of inflow had to be expected from that in the first trial test. A profile through the installation is shown in Figure 1.



PROFILE THROUGH RECHARGE PIT
PEORIA, ILLINOIS

Fig. 1

As it behooves any experimental installation, special care is being taken to have the necessary installations to make all needed observations and to collect these data.

Such special installations should be mentioned as facilities for metering the inflow into the pit, controlling chlorination, collecting samples, gaging for water level readings in open waters. Besides there are 8 State Water Survey test wells surrounding the pit from 80' to 2500' distant from the pit center, equipped with water level recording instruments, and a well at the laboratory 250 feet from the pit, equipped with a pump and special tap for sampling ground water for bacteriological and chemical tests. These tests are also made on the river water. Temperatures are measured in the river, in the pumped wells, and in the observation wells at various depths. In addition, 7 industrial wells near the pit are also used for measuring water elevations. Complete laboratory facilities are available within the hydraulic laboratory building. The pit and this building are shown in Figure 2.

It is felt that with these various observations the operation of the pit and its effect on the ground water is under control, especially as the ground conditions are well known from the results of the many samples of well drillings.

However, certain additional problems presented themselves. For example, what happens underneath the flooded pit where there are no observation wells; or what would happen if the pit were of another shape? To obtain a clearer picture of the actual pit operation, a model of 1/8 of the pit (centerline to diagonal) was built in which the flow of water could be followed by using many gages and in which

the shape of the pit, inflow and outflow, and water levels could be greatly varied. Theoretical studies were made to correlate the field and model data.

Thus far the pit has operated during three winter seasons. During the first season the main object was to get as much water recharged into the ground as possible. In later seasons it was more to evaluate the various factors. During the first season 260 million gallons were infiltrated during 146 operating days or an average of 1.78 mgd. In the second season 215 million gallons were infiltrated during 208 days or an average of 1.03 mgd. In the third season the inflow was 208 mg in 199 days with an average of 1.05 mgd. The three year average inflow was, therefore, 1.22 mgd.

The differences of inflow are mainly due to operating methods, but also in part to a lack of river levels above pool stage in the last two seasons.



Fig. 2

To get high recharge the pit was drained and cleaned as soon as it was felt that silting had reduced the inflow to about one-half its original rate. Theoretically the pit should empty in twice the time it takes to make a complete turnover of its full content at equilibrium flow. Actually it took 10 to 33 times as long, although the lowering started at the theoretically higher rate. This can only mean that the flow through the bottom and lower section of the pit is practically negligible. It is reasonable to expect more silting in the lower part and thereby lower permeabilities. Actually we found, on an average, the thickness of silt in the bottom to be twice the thickness of silt two-thirds the distance up the slope. A compaction of the bottom occurred during the construction of the pit with a bulldozer. A thorough cleaning of the bottom and its loosening up by blasting reduced the emptying period to only 2.3 times that of the turnover period, which is practically the theoretical value.

The tendency to have more flow per unit area through the slope walls than through the bottom could be measured in the model, where a pit with equal bottom and slope area measured 75 percent of the flow going through the sides.

The reason for this seems to be that the flow through the walls has an easier path away from the pit than the flow through the bottom which is influenced by a backwater effect.

Our model studies also show that doubling the size of the pit does not double the outflow. While the exact function is not yet known, the relation seems to be that doubling the size of the bottom and increasing the wall size by nearly $\sqrt{2}$ yields an outflow of about $\sqrt{2}$ times the original flow. The flow per unit area is therefore greatly reduced by an increase of the size of pit and seems to be more closely proportional to size of walls.

The operating data from various recharge operations cannot be directly compared because of differences in soil conditions, shape of pit, depth of water, depth to ground water, the care given to the pit, and frequent lack of reliable measurements.

Data are available from personal inspections of pits and from publications that show a tendency towards higher rate of inflow in smaller pits.

Although these data are really too few and incomplete to be conclusive, they show some interesting tendencies. A higher rate of inflow per unit area is undoubtedly indicated in the smaller pits of similar construction. Also elongated pits and pits in aquifers of great thickness show higher rates than more circular ones in shallow deposits. These latter observations indicate that it is not so much the flow-through capacity at the water-soil boundary as it is the flow-away facility which really governs the recharge rate.

The Peoria pit confirms this in its behavior during a high water period when, with a 38 percent increase in total inflow area and 54 percent increase in side area, the infiltration quadrupled. The rate of inflow was therefore increased 2.6 times. This can only be credited to the steeper slopes produced in the soil through the raise of the inflow level.

Much attention was given to the progressive clogging of the filter bed.

Several times a rapid clogging occurred which reduced the inflow 75 percent in a few days. This was found to be due to algae growth, mainly diatoms. While copper sulfate and copper citrate effectively killed the algae, they only partly removed the clogging effect and mechanical means had to be used to clean the filter bed.

Daily measurement of turbidity of a composite of hourly samples give an indication of the water quality and to some extent of the silt inflow. Turbidities of less than 100 ppm on the silica scale produce in general a reduction of only 1/4 to 1/3 of one percent in the daily amount of inflow, which is much less than what was originally expected from experience with slow sand filters. This experience would have indicated that the filter should clog in 1 to 2 months considering the quality of river water available. Turbidities of from 100 to 250 ppm sometimes cause clogging and sometimes not. This brought the observation that the river has two types of turbidities. During heavy windstorms the wave action in the shallow lakes upstream from Peoria causes mud to be stirred up producing a nearly colloidal turbidity. This type can last 1 to 2 weeks and causes a reduction of inflow of from 10 to 20 percent. During heavy rainstorms the turbidity is caused by inflow from flashy sidereeks. This turbidity is a fine sand that settles out in 2 to 3 days and produces no special reduction of inflow. However this sandy layer forms a divider in the silt deposited.

Emptying of the pit, removing all silt and sand, and putting in new sand produces the best restoration of the infiltration capacity. However, this method is expensive. Therefore the pit was usually cleaned by emptying and scraping the silt to the bottom. This caused about a 90 percent restoration of the capacity, another indication that the inflow through the bottom must be small.

The methods of cleaning by a shutdown and emptying produce not only a loss of time for infiltration during the cleaning operation, but may, in cold weather, cause much longer shutdowns by freezing of the ground. Once this caused a shutdown which lasted nearly a month.

To avoid shutdowns for cleaning, experimentation is underway to remove the silt on top of the sand with a suction cleaner. Some difficulties still have to be overcome in this cleaning method, such as regulating the height of cleaner over the surface and the rate of pumpage, to insure that only the silt and not the sand is removed. This method should have possibilities, since the observations in the pit after emptying show that the silt does not penetrate deep into the sand but forms a distinct layer on top. In the second season the pit was operated for seven months without interruption, during which time the inflow reduced from 2 mgd to 0.6 mgd.

When the pit was shut down in the Spring, the bottom 2 inches of the 6 inch sand layer was still clean.

The chemical quality of the ground water at the well at the laboratory follows the changes in the river water with about a five-day delay, but never reaches the composition of the river water owing to dilution with ground water.

The temperature of the ground water is also greatly influenced by the temperature of the river water. Measurements of temperature at different depths in surrounding wells show that the infiltrated water floats on top of the natural ground water, whether cold or warm. A temperature exchange by conductivity is very slow. This is the reason that full benefit cannot be obtained from the excess heat capacity of the cold water infiltrated during the winter. The warm Spring infiltrated water floating on top soon appeared in the neighboring industrial wells which were in use.

For about 3 days after starting the pit in the autumn, high total bacteriological counts are observed in the test well, but no coli organisms are found. Although no special identifications of these organisms have been made, it is believed that they are flushed out of the soil which is unsaturated during the summer.

Summary

In Peoria, Illinois, a pilot plant for artificial recharge of ground water was installed as one of several relief measures to overcome the groundwater depletion due to overpumpage.

The pilot plant consists of a pit 40 × 62.5 feet with sloping sides dug to a depth 10 feet below river pool stage and fed by gravity with screened and chlorinated river water.

It was desired to develop a method to get a high rate of infiltration per unit area as land is at a premium in the critical area. An inflow from 7-15 mgd per day per acre was obtained.

Close control was kept over inflow, water characteristics, and levels in the river and wells in the neighborhood of the pit, with additional model and theoretical studies.

Some of the findings which may be mentioned are:

- 1) Most flow occurs through the sides of the pit, as flow through the bottom is slowed down by backwater effect.
- 2) Hydraulic studies with a model and comparison of various existing pits show that the rate of inflow is higher in small pits than in large ones, other factors being the same.
- 3) Rate of inflow depends more on the facility to get water away from the pit in the strata than through the bottom layer into the strata.
- 4) Clogging of the filter bed is of minor importance. A cleaning method is being developed for use without a shutdown of the pit.
- 5) Effects of infiltration on chemical, temperature and bacteriological conditions are described.

March 25, 1954.

GROUNDWATER RECHARGE OF A DEEPLY BURIED ARTESIAN AQUIFER IN ILLINOIS AND WINCONSIN, U.S.A.

by

Frank C. FOLEY ⁽¹⁾ and Harman F. SMITH ⁽²⁾

Summary

Thick sandstone formations of Cambrian and Ordovician age underlie southern Wisconsin and northern Illinois, U. S. A. They are very important sources of artesian groundwater in the area. Withdrawal of water is especially heavy near the cities of Chicago and Milwaukee where the top of the sandstones is 800 feet or more below land surface. Piezometric maps and profiles of the artesian aquifers show high areas in the piezometric surface indicating recharge to the deeply buried aquifers many miles down dip from the areas of outcrop of the aquifers. Analyses of sulphate content of the water in the deep aquifers in Illinois show areas where the sulphates are much lower than is usual throughout the aquifers. The low sulphate content indicates that recharge is taking place downward through shallow formations in which the groundwater is known to be low in sulphates. Recharge areas determined by sulphate content coincide rather well with recharge areas determined by piezometric maps. None of the water that is moving toward Chicago and Milwaukee enters the artesian aquifers at their outcrops. Maps and a cross section are presented to illustrate the conclusions reached.

* * *

Introduction

Thick and extensive sandstone formations of Cambrian and Ordovician age underlie southern Wisconsin and northern Illinois and are very important sources of groundwater in that region (Figure 1). Many hundreds of wells obtain water from the sandstone formations and withdrawal of water in the urban areas of Chicago, Illinois and Milwaukee, Wisconsin has resulted in a lowering of the static piezometric surface a maximum of over 400 feet in the Milwaukee area and about 555 feet in the Chicago area. The cities of Chicago and Milwaukee both use Lake Michigan as the source of their municipal supplies but many smaller municipalities and industries in the area obtain groundwater from the Cambrian and Ordovician sandstone aquifers.

Detailed studies of the geology and hydrology of the groundwater resources of northern Illinois and southeastern Wisconsin necessarily included location of the sources of recharge of water to the deep artesian aquifers. Unexpectedly it was found that groundwater that moves eastward toward the Chicago and Milwaukee region does not enter the aquifer in the areas of outcrop of the aquifers but much closer to the areas of greatest withdrawal through several hundred feet overlying Paleozoic and Pleistocene Strata. This paper is a discussion of that part of the extensive detailed studies that is concerned primarily with recharge of the deeply buried artesian aquifers.

The groundwater geology and hydrology of southern Wisconsin has been studied by the United States Geological Survey and the University of Wisconsin in cooperation. A detailed report on groundwater conditions in the Milwaukee-Waukesha area in Wisconsin was published in 1953 ⁽³⁾. Included in that report and used in preparation of this paper were records of wells collected for many years by the Wisconsin State Geological Survey.

(1) Geologist, Illinois State Geological Survey.

(2) Engineer, Illinois State Water Survey.

(3) FOLEY, F. C., WALTON, W. C., and DRESCHER, W. J., Ground-water Conditions in the Milwaukee-Waukesha Area, Wisconsin : *U. S. Geol. Survey Water Supply Paper* 1229, 1953.

Geologic map of Southern Wisconsin and Northern Illinois

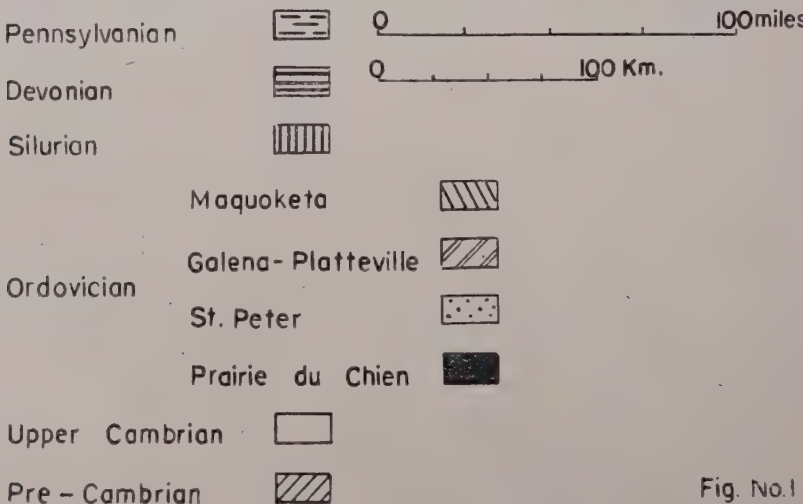


Fig. No.1

In Illinois detailed geologic studies have been in progress for many years by the Illinois State Geological Survey. Study of the logs of many hundreds of wells in the area on file in the Illinois Geological Survey has aided in the preparation of this paper. The Illinois State Water Survey has conducted hydrologic studies in northeastern Illinois for many years. Records of water levels, chemical analyses, and results of pumping tests have resulted in the conclusions reached on recharge of the deep aquifers in northern Illinois.

Geology

Figure 1 is a generalized geologic map of northern Illinois and southern Wisconsin. At the northern edge of the map is shown the southernmost exposure of the Canadian pre-Cambrian shield area. Crystalline rocks of the pre-Cambrian complex everywhere underlie sediments of Paleozoic age, which dip gently away from the pre-Cambrian core. The oldest Paleozoic sediments in the area are of Upper Cambrian age and the youngest are the Pennsylvanian Coal Measures. Many wells in south-central Wisconsin have penetrated to the pre-Cambrian basement rocks. The deepest well in northern Illinois, located near the center of the south edge of Figure 1, is 2820 feet deep and ends probably many hundreds of feet above the pre-Cambrian.

The whole area has been glaciated with the exception of the northwest corner of Illinois and the southwest corner of Wisconsin, an area entirely surrounded by glaciated terrain but never covered by any of the four stages of Pleistocene glaciation. Pleistocene deposits range in thickness from none to a maximum of about 600 feet in one of the pre-glacial valleys in Illinois.

The structure of the Paleozoic sediments is in general rather simple with gentle regional dips of up to 30 feet to the mile. There is some folding and some faulting, mostly of a minor nature, that is locally important but not of major significance in relation to the movement of groundwater.

The stratigraphy is in general the same throughout the area though there are many differences in detail from place to place.

Figure 2 shows the stratigraphy along an east-west line AA', shown in Figure 1, across southern Wisconsin. Table 1 is the log of a well of the Durkee Famous Foods Company in Chicago and shows the typical stratigraphy of northeastern Illinois.

TABLE 1

Generalized Log of Well Owned by Durkee Famous Foods Company, Chicago, Illinois

Pleistocene	Wisconsin	clay and gravel	65	65
Silurian	Niagaran-Alexandrian	dolomite	325	390
Ordovician	Maquoketa	shale	140	530
	Galena-Platteville	dolomite and limestone	335	865
	St. Peter	sandstone	85	950
	Prairie du chien (Oneota)	dolomite	135	1085
	Jordan	dolomite	45	1130
Cambrian	Trempealeau	dolomite	130	1260
	Franconia	sandstone (impure)	100	1360
	Galesville	sandstone	170	1530
	Eau Claire	sandstone, dolomite, shale	400	1930
	Mt. Simon	sandstone	38+	1968

Groundwater Sources

Pleistocene deposits are of great importance in the groundwater resources of the area, especially the very extensive sand and gravel deposits that occur in buried pre-glacial and inter-glacial stream channels, where wells that produce over 3000 gallons a minute have been drilled. For the purposes of this report, however, the Pleistocene deposits are significant only as a mantle over the Paleozoic bedrock through which water must percolate to recharge the deeper aquifers.

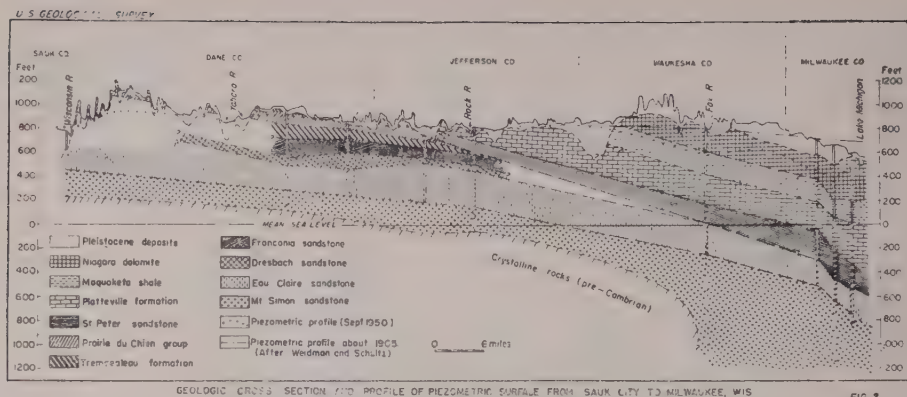


FIG. 2

Where the Ordovician and Silurian dolomite formations are the uppermost bedrock formations below the Pleistocene deposits they contain many crevices developed by jointing and solution and are therefore important aquifers. Wells producing from 50 to 2000 gallons a minute have been drilled in the dolomites. The quantity of water that can be pumped from wells in the dolomites ranges greatly within short distances. Where the Galena-Platteville dolomite of Ordovician age lies below the Maquoketa shale there has been only small development of crevices and, though the dolomites do yield some water, they are not important aquifers.

The most widespread and consistent aquifers are the St. Peter sandstone of Ordovician age and the Galesville (Dresbach in Figure 2) and Mount Simon sandstones of Cambrian age. There is a wide range in permeability throughout the area especially in the St. Peter sandstone. The Galesville (Dresbach) is the most consistent of the aquifers in the area. Figure 2 shows the Galesville (Dresbach) to be missing at the east end of the section and that the St. Peter sandstone is relatively thick. The Galesville (Dresbach) and St. Peter sandstones are very difficult to differentiate and it is quite possible that the lower part of the sandstone mapped as St. Peter may be Galesville (Dresbach). Erosion in pre-St. Peter time removed the formations between the Eau Claire sandstone and the St. Peter sandstone but may not have removed all the Galesville (Dresbach).

The St. Peter, Galesville (Dresbach) and Mount Simon sandstones are very important aquifers, especially the Galesville (Dresbach) and the Mount Simon. Many hundreds of wells produce water from them. In the area around Milwaukee, Wisconsin withdrawal of water in 1949 from the deep wells was 19 million gallons a day, the most concentrated withdrawal in eastern Wisconsin. In the larger Chicago area about 72 million gallons a day are withdrawn from the deep aquifers.

Recharge

Recharge of the shallow aquifers is from precipitation that falls locally. Rainfall in southern Wisconsin averages from about 31 to about 35 inches a year and in northern Illinois about 36 inches a year.

The source of recharge of the deep sandstone aquifers is not so obvious. An essential part of the study of the groundwater resources of any area is to attempt to locate the recharge areas of aquifers and to estimate the quantity of that recharge. It had been assumed in the early stages of studies in both Illinois and Wisconsin that recharge of the deep artesian sandstone aquifers in the Milwaukee and Chicago areas took place in the areas of outcrop of those formations in central and southern Wisconsin as shown in Figure 1. Independent studies by the Illinois State Water Survey in Illinois and by the United States Geological Survey in Wisconsin showed that such was not the case.

Recharge in Wisconsin

The location of the area of recharge of water moving into the deep sandstone

aquifers in the Milwaukee area, Wisconsin was determined by two methods. A piezometric profile was constructed from water levels measured in deep wells. Figure 2 is a modification of a cross section included in the report on the Milwaukee-Waukesha area ⁽¹⁾.

The piezometric profile in about 1905 and that in September 1950 are both shown. There has been a lowering of the piezometric surface up to a maximum of about 300 feet between 1905 and 1950 in the area of heaviest withdrawal. The hydraulic gradient has been increased as far west as the western edge of Waukesha County where the 1905 and 1950 piezometric profiles coincide. There has been very little lowering of the piezometric surface west of Waukesha County except very locally near the few deep wells in the area. The piezometric profile reaches a crest in eastern Jefferson County then slopes gently westward some distance before the outcrop of the St. Peter sandstone is reached. Recharge to the St. Peter sandstone and eventually to the Cambrian sandstones below is taking place through fractures and solution channels in the Galena-Platteville formations which in turn receive water through the overlying Pleistocene deposits though there are some areas where the Pleistocene deposits are not present and the dolomite is exposed at the surface in small areas. Recharge of the Galena-Platteville and eventually the deep sandstone aquifers take place where the Maquoketa shale, a relatively impervious cap rock, has been removed.

Pumping tests were made at five different places in the Milwaukee area and westward from it using several wells as pumped and as observation wells at each place ⁽²⁾. Computations of coefficients of transmissibility and storage were made using the Thiem formula and the nonequilibrium formula. Calculations of the declines in water levels in the Milwaukee area between 1880 when the first deep wells were drilled and 1950 were made. Calculations of declines were first made with the assumption that there was no recharge. When a recharge area 25 miles west of Milwaukee, as located by the piezometric profile method described above, was considered and calculations made using the theory of images, calculated declines of water levels were only about 3 percent less than the actual measured declines. This close correspondence tends to confirm the occurrence of the recharge area.

Recharge in Illinois

Water levels in northern Illinois have declined most in Chicago and Joliet, the two centers of heavy pumping. Water levels at these two locations are below elevation 150 feet above mean sea level as shown in Figure 3. The first deep sandstone well was drilled in the Chicago area in 1864. This was a flowing well with static water level 80 feet above land surface. As more wells were drilled and pumpage increased, the artesian pressure was lowered and by 1900 most of the deep wells in the Chicago region ceased to flow at land surface. The non-pumping water levels are now from 325 to 475 feet below land surface.

The piezometric contour map in Figure 3 shows areas of discharge and probable areas of recharge. There are two areas of high piezometric elevation in the sandstones of northern Illinois: (1) within the 750-foot contour in parts of DeKalb, Lee and Ogle counties, and (2) within the 700-foot contour in parts of Carroll and Ogle counties. There is suggestion of a third area that extends into Wisconsin but data are not yet available to map it with certainty. These areas are undoubtedly areas of recharge of the deep sandstone aquifers and are located in the same geologic situation as the recharge area in Wisconsin shown in Figure 2. A second method of locating the recharge areas was discovered in the distribution of sulphates in the groundwater from the deep sandstone aquifer. In all of northern Illinois, waters from Pleistocene sand and gravel deposits of Illinoian age immediately overlying bedrock contain less than 10 ppm of sulfates. Where deep sandstone waters contain less than 10 ppm of sulfates it is concluded that these waters have been recharged through the overlying strata.

The distribution of sulphates in the sandstone waters as shown in Figure 4 indicate approximately the same areas of recharge as do the piezometric contours. Figure 4 shows two areas where the sandstone waters contain less than 10 ppm of

⁽¹⁾ *op. cit.*, Plate 7 (in pocket).

⁽²⁾ *op. cit.*, pp. 67-86.

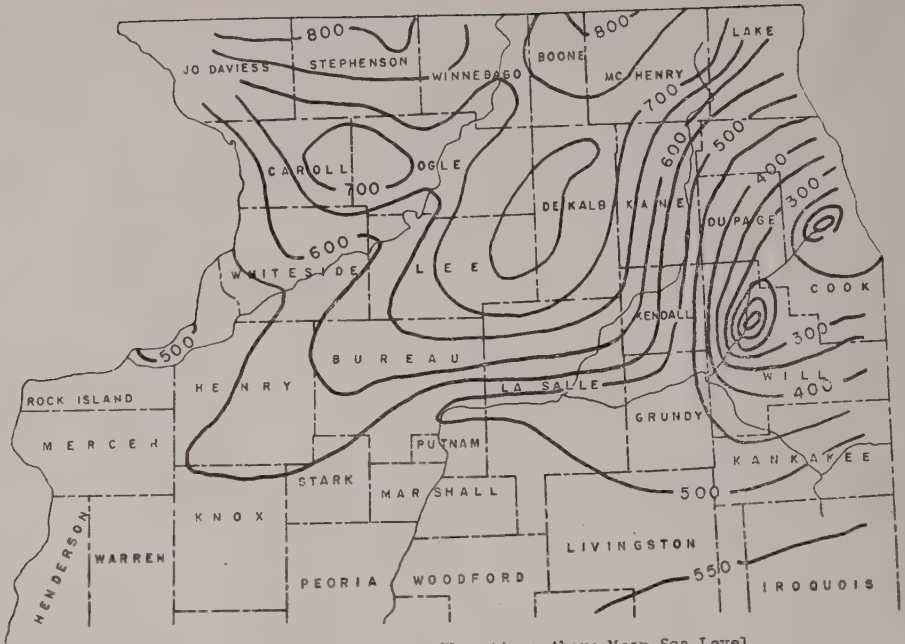


Figure 3 - Piezometric Elevations Above Mean Sea Level.



Figure 4 - Sulphates in Parts per Million.

sulfate. These areas coincide reasonably well with the areas shown on the piezometric contour map.

No attempt has been made to determine the quantity of recharge or the maximum potential of the deep sandstones in Illinois, although this could be done for the formation characteristics have been determined from more than 40 pumping tests.

Summary

Piezometric maps and profiles and analyses of pumping tests in Wisconsin and piezometric maps and chemical quality variations in Illinois show that recharge to the deeply buried sandstone aquifers of water that moves toward the shores of Lake Michigan takes place through hundreds of feet of overlying strata much closer to the areas of major withdrawal than are the outcrop areas of the sandstones. Not enough detailed work has yet been completed to be certain of the conditions that exist between the Illinois and the Wisconsin recharge areas but it is undoubtedly true that recharge to the deep sandstone aquifers does occur throughout the whole outcrop area of the Galena-Platteville between the two areas and for some distance northeast of the Wisconsin area.

It seems probable that many other deeply buried artesian aquifers are receiving recharge water through overlying strata as well as in the areas of their outcrop.

LA RECHARGE DE NAPPES SOUTERRAINES AU MOYEN DE PUIITS CENTRAUX ET GALERIES D'ALIMENTATION HORIZONTALES

par

M. WEGENSTEIN
Ingénieur Conseil, Zurich

Summary.

Usually the artificial recharge of groundwater streams is effected by horizontal percolation basins or vertical tubular infiltration wells.

A new and very efficient method of recharge has been realised by adopting horizontal type collector wells introducing the surface water into the groundwater stream.

In any case of artificial recharge the surface water is to be cleaned from its coarser suspended particles. The remaining mineral pollution, however, still causes a slow but steadily increasing clogging. It has therefore to be removed from time to time. In comparison with common vertical wells, where this cleaning proves to be very intricate and rather uncertain as to its effect, the horizontal type collector offers great advantages. During the period of infiltration, all valves mounted on the 10 to 20 horizontal screen pipes remain open, causing thus a minimum inlet velocity for the surface water entering the water-bearing stratum. During the cleaning procedure, however, when the direction of the flow is reversed, one valve only is open at a time, while the remaining are closed. Since the whole discharge has to pass through the gallery pertaining to the one open valve the scouring velocity is far greater than the infiltration velocity.

This confers a greater security with regards washing out all impurities which have entered the ground during the state of infiltration.

* * *

1) Exposé du problème.

Dans les pays cultivés la consommation d'eau douce à l'usage domestique et industriel est toujours croissante et oblige de plus en plus d'avoir recours aux nappes aquifères souterraines. En Amérique et en Europe on rencontre ces réserves d'eau dans le sol de la majorité des vallées. Mais ces nappes ne sont pas inépuisables, leur exploitation a comme conséquence fâcheuse l'abaissement progressif de leur niveau. Il s'agit donc, par une recharge judicieuse et systématique, de redresser ces niveaux en y amenant un appoint d'eau de la surface du sol.

Les méthodes connues jusqu'à présent pour arriver à ce but sont, soit *les bassins d'infiltration*, disposés à la surface, soit *les puits verticaux* lorsqu'il s'agit d'une couche imperméable couvrant la nappe souterraine. Les deux systèmes ont trouvé de nombreuses applications aussi bien en Amérique que dans les pays européens, en Angleterre et en Allemagne notamment.

Dans *les bassins d'infiltration* l'eau de surface décanse les matières fines en suspension et s'infiltre, suivant la perméabilité du terrain, à une vitesse de 0,5 à 3,0 m/jour dans le sous-sol. Il est cependant nécessaire de nettoyer ces bassins périodiquement des dépôts de sable fin et d'argile pour éviter le colmatage du sol.

Les puits verticaux sont construits comme puits filtrants.

Eux aussi sont à nettoyer périodiquement, par renversement du courant d'eau à l'aide de pompes. Ici la vitesse de nettoyage ne pourra être rendue sensiblement supérieure à la vitesse d'infiltration. Certains nids de colmatage peuvent se produire qui, par leur développement, risquent de boucher le puits tout entier.

Une nouvelle méthode de recharge consiste à construire *des puits verticaux, avec galeries d'alimentation horizontales* qui à partir de 1945 ont trouvé une application toujours croissante aux Etats Unis et en Europe. Car ces puits ne pré-

PUITS RANNEY AVEC GALERIES HORIZONTALES

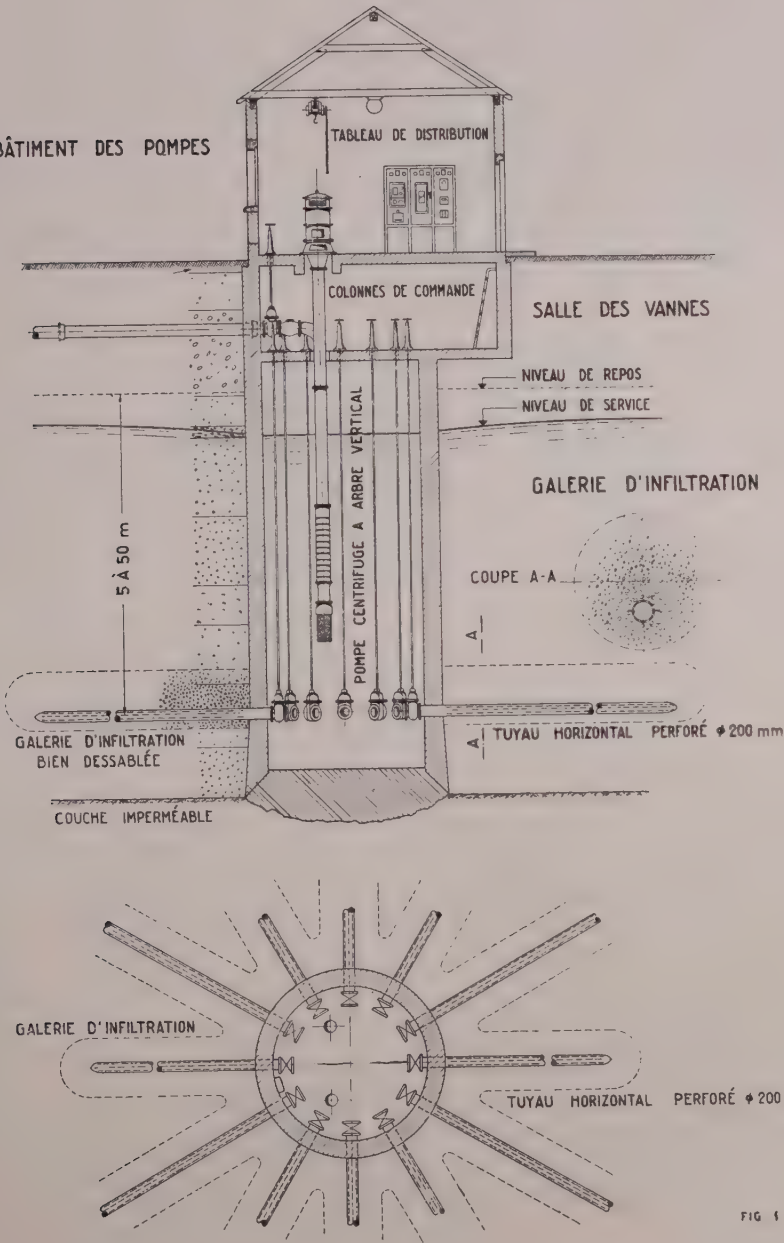


FIG 1

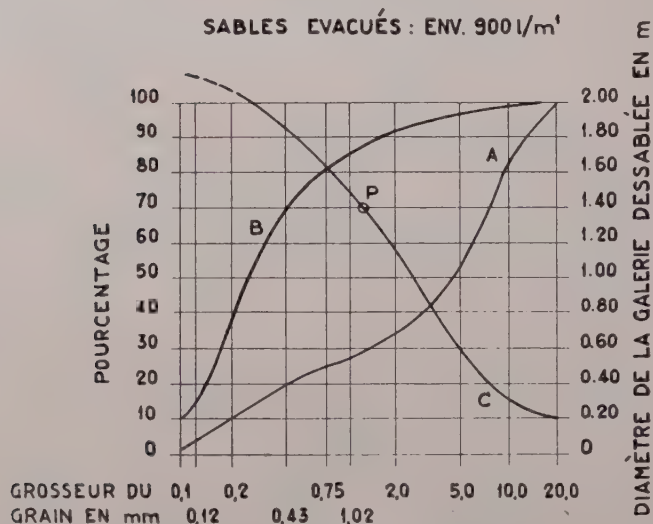
sentent plus les inconvénients des deux méthodes précédentes. Ils permettent de recharger les nappes souterraines d'une manière efficace et simple.

2. Considérations techniques.

Par ce nouveau système d'exploitation des nappes souterraines, on cherche avant tout à créer des galeries horizontales filtrantes intensivement dessablées. Ces galeries peuvent se trouver à 5 jusqu'à 50 m en dessous du niveau de l'eau (voir fig. 1). Lors de l'avancement des tuyaux horizontaux on détermine la quantité de sable évacué par mètre courant de forage. En comparant la granulométrie des couches naturelles, pénétrées par les tuyaux horizontaux, avec celle des sables évacués et en mesurant leur quantité on détermine approximativement le diamètre théorique de la galerie dessablée qui se forme autour du tuyau horizontal (voir fig. 2). Par suite de l'influence de la pesanteur, la galerie dessablée est excentrique par rapport au tuyau (voir fig. 1, coupe A-A). Près de la paroi des tuyaux, la porosité atteint son maximum et va en diminuant vers la limite de la zone dessablée.

D'un seul puits on peut forer radialement un certain nombre de tuyaux horizontaux, d'une longueur pratique allant jusqu'à 80 m. On obtient donc pour la tota-

ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES DE DEUX ECHANTILLONS PRIS À 27 MÈTRES DE PROFONDEUR LORS DE LA CONSTRUCTION D'UN PUITS RANNEY EN ALLEMAGNE



- A. TERRAIN ORIGINAL À LA MÊME PROFONDEUR
- B. SABLES ÉVACUÉS PENDANT L'AVANCEMENT DU TUYAU
- C. DIAMÈTRE DE LA GALERIE DESSABLÉE EN MÈTRES
- P. EX. POINT P: A L'EXTÉRIEUR DE LA GALERIE DE
DIAMÈTRE $D = 1,40$ m TOUS, LES, GRAINS
INFÉRIEURS À $d = 1,2$ mm ONT ÉTÉ ÉVACUÉS.

FIG. 2

lité des galeries dessablées une surface bien plus grande que celle d'un puits filtrant vertical simple.

Pour l'application du système précité à la recharge d'une nappe souterraine, il est nécessaire de décanter préalablement les gros sables en suspension dans l'eau de surface. La vitesse d'entrée de l'eau dans la galerie filtrante doit être inférieure à la « vitesse-limite de colmatage », estimée à 0,8 mm/sec. par R. Koechlin dans son ouvrage « Les Eaux Souterraines ». (*) Par contre, la vitesse de nettoyage des galeries filtrantes doit être supérieure à la « vitesse-limite d'entraînement » des particules de sable, déposées dans les vides de l'aquifer pendant le procès d'infiltration. Koechlin fixe cette dernière valeur à 2,1 mm/sec., c'est-à-dire à 2,6 fois plus élevée que la vitesse de colmatage.

Chaque tuyau horizontal peut être obturé par une vanne. Pendant l'opération d'infiltration, toutes les vannes restent ouvertes. On réalise alors pour l'eau de pénétration une section de passage maximum, c'est-à-dire une vitesse minimum. Lors du nettoyage périodique qui s'effectue individuellement pour chaque galerie une seule vanne est ouverte, tandis que les autres restent fermées. Ainsi, la totalité du débit devant passer par une seule galerie, il sera facile de réaliser une vitesse de nettoyage d'au moins 2,6 fois supérieure à la vitesse d'infiltration.

3. Réalisations pratiques.

La « Sociedad General de Aguas de Barcelona » en Espagne se sert d'un captage d'eau souterraine pour l'alimentation en eau potable d'une population d'environ 1.500.000 personnes, en exploitant la nappe phréatique de la vallée du Llobregat à l'ouest du village de Cornellà.

Pendant de nombreuses années le débit de ce captage ne dépassait guère 150.000 m³/jour (voir fig. 3). Le niveau de la nappe souterraine oscillait entre le niveau de la mer et 3,0 m au dessus de ce niveau. A partir de 1946 cependant, il commença à s'abaisser modérément. Ce mouvement s'est intensifié à partir de 1947, surtout à cause de la sécheresse de cette période. Il s'est aggravé encore par un accroissement de la consommation d'eau, de sorte que le niveau tombât en août 1950 à 9,60 m au dessous du niveau de la mer.

En se référant au profil géologique de la partie inférieure de la vallée du Llobregat (fig. 4) on constate qu'à l'endroit du captage de Cornellà la nappe phréatique est recouverte d'une couche d'argile de 9 m d'épaisseur. La réalimentation de cette nappe se fait normalement à une distance de 12 à 18 km en amont du captage d'eau de Cornellà. A cet endroit le fond de la rivière est en contact direct avec les couches perméables du sous-sol. Dans le passé, cette recharge à distance par le fond du lit du Llobregat était suffisante pour assurer un débit de captage à Cornellà ne dépassant les 150.000 m³/jour, ce qui représente un afflux continu d'environ 1,5 m³/sec. Mais comme actuellement la consommation d'eau peut atteindre facilement 300.000 m³/jour, l'appoint d'eau de recharge doit être porté à 170.000 m³/jour soit 2 m³/sec.

Pour arriver à ce but, le seul moyen efficace consiste à prélever ce débit du Llobregat même, au voisinage de la prise de Cornellà et de le faire infiltrer dans la couche souterraine par des puits verticaux se trouvant à 500 m en amont des captages existants et traversant la couche d'argile.

De nombreux essais de pompage ont permis de déterminer à 0,65 cm/sec. la valeur du « coefficient de perméabilité » k de la formule du Dr. Thiem. L'eau du Llobregat contient en temps de crue en volume 0,4 à 2 ‰ de sable fin, d'argile et de limon.

En admettant qu'il sera possible d'éliminer par une décantation préalable ces matières fines, jusqu'à 0,2 ‰, on introduira avec les 2 m³/sec d'eau de recharge $2,0 \times 0,2$ l/sec soit 34,6 m³/jour de boues minéralogiques dans les galeries.

Pour introduire le débit de 2 m³/sec dans le sous-sol on prévoit trois puits avec forages horizontaux. Lorsq, par suite des matières fines retenues le coefficient k de perméabilité a diminué d'environ 40 ‰ on arrêtera l'infiltration pour procéder au nettoyage périodique. La recharge n'est donc effectuée que jusqu'au moment où k aura atteint une valeur de 0,40 m/sec environ.

Le moment où k aura atteint cette valeur minimum d'opération est indiqué

(*) Les Eaux Souterraines, par René KOEHLIN avec la collaboration de André KOEHLIN, Edition F. Rouge et Cie, S. A., Lausanne, 1945.

SOCIÉTÉ GÉNÉRALE DE AGUAS DE BARCELONA

CAPTAGE DE CORNELLÀ

DÉBIT HYDRAULIQUE ET MOUVEMENT DU NIVEAU DE LA NAPPE CORRESPONDANT

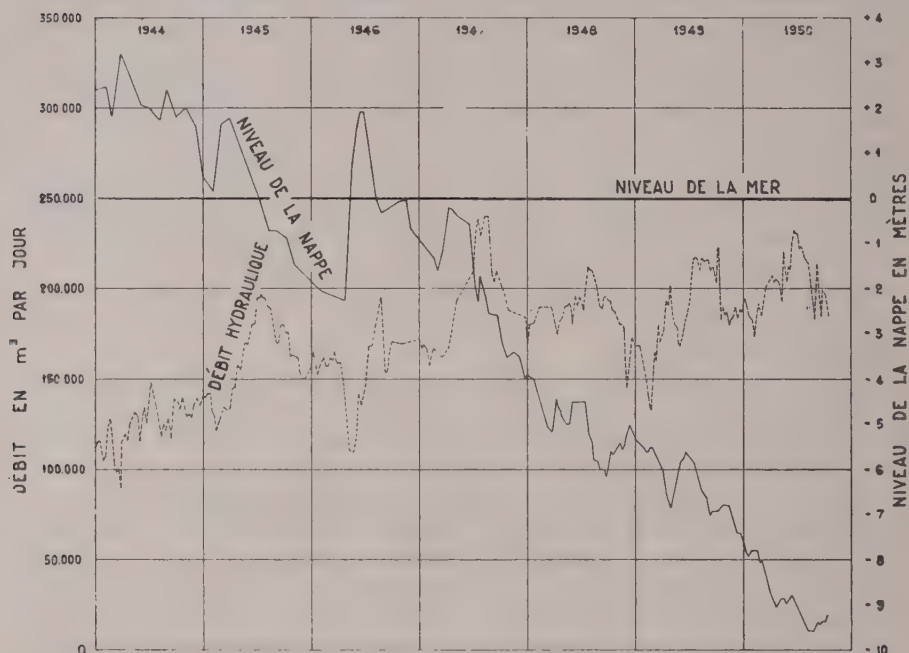


FIG. 3

PROFIL GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE INFÉRIEURE DE LA VALLÉE DU LLOBREGAT

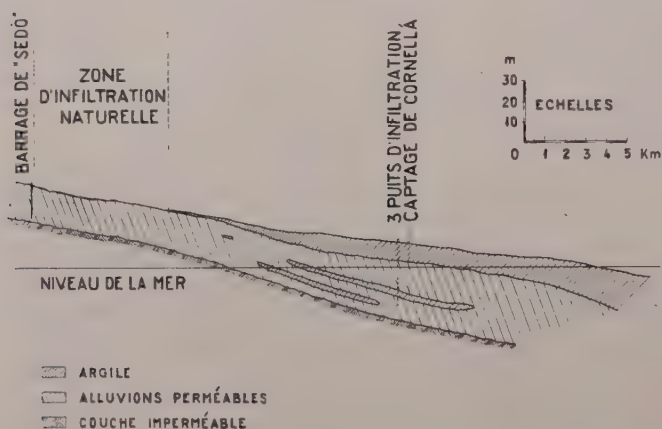


FIG. 4

par la hauteur h du cône d'élévation, formé par la nappe de l'aquifer qui peut être calculée d'après la formule utilisée pour puits artésiens, soit :

$$h = \frac{Q \cdot {}^{10} \log \cdot R / r}{2,73 \cdot k \cdot Hm}$$

où nous désignons par

$Q = 0,67 \text{ m}^3/\text{sec}$, le débit alimentant un puits,

$R = 600 \text{ m}$, le rayon hydraulique de la zone d'influence,

$r = 37,5 \text{ m}$, le rayon d'un puits simple remplaçant, soit les 70 % de la longueur moyenne des galeries horizontales.

$k =$ le coefficient de perméabilité,

$Hm = 18 \text{ m}$, la profondeur moyenne de l'aquifer.

En introduisant k et les valeurs ci-dessus dans cette formule nous obtiendrons $h = 2,52 \text{ m}$, pour $k = 0,65 \text{ cm/sec}$, c'est-à-dire au début de la mise en service et $h = 4,10 \text{ m}$ pour $k = 0,40 \text{ cm/sec}$, valeur limite juste avant de procéder au nettoyage.

Au moment où h aura atteint la valeur de 4,10 m on arrêtera donc l'opération d'infiltration pour dessabler les galeries, en renversant le sens du courant d'eau dans le système de recharge.

Ceci se fait avec une pompe aspirante et à l'aide du jeu des vannes comme expliqué ci-dessus.

Le projet à Barcelona n'a pas encore été réalisé. Comparé au traitement et pompage direct de l'eau du Llobregat, il présente les avantages suivants : a) La température de l'eau infiltrée par les trois puits à forages horizontaux et regagnée par le captage existant est, en été, inférieure à celle de la rivière. b) L'infiltration de l'eau du Llobregat dans la nappe souterraine permet de se servir des couches aquifères comme réservoir compensateur.

4. Résumé.

La recharge de nappes souterraines au moyen de puits centraux et galeries d'alimentation horizontales permet d'intensifier l'exploitation systématique de nos réserves d'eau souterraine.

SUR L'ETAT ACTUEL DES RECHERCHES HYDROLOGIQUES PAR LA METHODE DES TRACEURS RADIOACTIFS

par

M. Pierre URBAIN

Directeur des Laboratoires
de Chimie analytique et Hydrologie générale
de l'Institut National d'Hydrologie et de Climatologie.
Vice-Président de la Section Française
d'Hydrologie scientifique

Résumé.

Jusqu'à une date récente, les résultats hydrologiques, hydrogéologiques ou spéléologiques ont utilisé les indicateurs colorés ou les électrolytes.

Les premiers communiquent à l'eau leur coloration propre, décelée à l'œil nu ou au colorimètre photoélectrique, ou leur fluorescence, qui est excitée en soumettant l'eau à étudier aux rayons ultra-violet. Les deux méthodes sont applicables dans le cas de la fluorescéine, qui est le plus employé des indicateurs colorés.

Les électrolytes, qui sont des sels solubles et ionisables, relèvent par leur présence la conductibilité électrique des eaux superficielles ou souterraines, qui est mesurée par la méthode du pont de Wheatstone, sur un volume d'eau bien déterminé porté à une température également fixée. Ils présentent l'inconvénient de ne pas fournir de renseignements d'ordre spécifique, comme les indicateurs colorés.

Toutefois, ces derniers doivent être employés à des concentrations relativement élevées, si bien que leur usage finit par devenir très onéreux, en raison de leur prix de revient, lorsqu'il s'agit d'étudier une circulation souterraine de grande longueur et plus généralement un phénomène hydrologique faisant intervenir de gros débits.

On a donc songé à utiliser les « traceurs radioactifs », c'est-à-dire les isotopes d'un certain nombre d'éléments normaux. On conserve ainsi l'avantage de la spécificité et d'une haute sensibilité. Leur prix de revient, plus élevé que celui des indicateurs colorés, se trouve donc compensé, pour les applications pratiques, par les quantités relativement faibles des « traceurs » qu'il suffit de mélanger à un « entraîneur » représenté par un sel soluble et non adsorbable de l'élément normal correspondant.

Des expériences très encourageantes ont été effectuées sur ce principe à l'aide de l'iode 131, dont la période radioactive est de 8 jours, mélangé au sel de sodium de l'iode non radioactifs (iode 128), l'appareil de détection étant un compteur de Geiger-Müller pouvant affecter des formes diverses. Il est possible que d'autres traceurs (le chrome ou le cobalt radioactifs, par exemple) soient substitués dans certains cas à l'iode 131.

* * *

§ 1. — L'identification des nappes d'eau et des courants souterrains est fondée sur l'injection, dans un puits naturel ou foré, une rivière souterraine ou une perte, d'un corps soluble susceptible d'être retrouvé, même à l'état extrêmement dilué, dans les points d'eau de toute espèce situés en aval du premier. Le même principe est appliqué aujourd'hui à la mesure du débit des cours d'eau sur lesquels il est difficile d'installer des stations de jaugeage permanentes.

Jusqu'à présent, les corps utilisés appartenaient à l'une des deux catégories suivantes :

1° Les *colorants*, les plus employés étant des dérivés complexes du *diphénylphthalide* $C_{20}H_{14}O_2$, qu'on peut considérer comme un *chromogène*; on a eu recours ainsi à la phthaléine du phénol, à la phthaléine du résorcinol, plus connue sous le nom de *fluorescéine*, à l'éosine ou tétrabromofluorescéine, etc. On emploie également des sels minéraux à haut pouvoir colorant, tels que les bichromates de sodium ou de potassium, dont les travaux de M. DODERO ont montré tout l'intérêt.

2° Les *électrolytes*, dont la présence confère à l'eau une conductibilité électrique proportionnelle à leur concentration, et facilement mesurable. Le chlorure de sodium, peu coûteux, a été souvent utilisé, mais il partage avec les sulfates et les carbonates

l'inconvénient d'exister naturellement dans toutes les eaux superficielles ou souterraines : il est donc toujours difficile d'affirmer que les variations de la conductibilité de l'eau du point aval sont bien dues aux sels jetés dans l'eau du point amont, dans laquelle ils avaient toutes chances d'être déjà présents. C'est pourquoi on tend de plus en plus à utiliser des sels dont l'un des ions (presque toujours l'anion) est normalement indécélable dans les solutions naturelles. Les iodures, les bromures et les bichromates satisfont à cette condition, mais, comme il faudrait en injecter d'énormes quantités pour relever d'une manière significative la conductibilité au point aval, il est préférable de rechercher l'iode, le brome ou le chrome par voie chimique, au moyen de leurs réactions spécifiques.

Il faut reconnaître, d'ailleurs, que l'emploi des colorants organiques n'est pas exempt de difficultés. En effet, ils peuvent être modifiés ou détruits par les ions C_3OH et CO_3^{--} , le gaz carbonique dissous et divers microorganismes; d'autre part, ils sont retenus par les formations argileuses, la tourbe, etc., suivant le mécanisme de l'adsorption. C'est pourquoi ils donnent des résultats irréguliers : en ce qui concerne notamment la fluorescéine, Félix TROMBE (*Les eaux souterraines*, Collection « Que sais-je », Paris, 1951, p. 114) signale que « les auteurs ne sont pas d'accord sur la quantité à utiliser ».

Celle-ci dépend à la fois de la dilution prévisible entre les points d'injection et de prélèvement et de la sensibilité de la méthode de détection. Que l'indicateur utilisé appartienne à la catégorie des colorants ou à celle des électrolytes, le problème reste le même : abaisser le plus possible la limite de concentration à laquelle cet indicateur est encore décelable et au besoin dosable dans les solutions naturelles. Deux exemples vont faire saisir les possibilités actuelles à cet égard.

I. *Recherche de la fluorescéine*. — A l'œil nu, la coloration de ce produit est encore visible à la concentration de 0,010 milligramme (10 gammas) par litre, à la condition de l'observer sous une assez grande épaisseur (20 à 25 cm). Cette sensibilité est portée à 0,5 gamma par les fluorimètres, mais la précision des dosages, déjà médiocre à 100 gammas par litre (10 % au mieux), devient illusoire au dessous de 5 gammas.

II. *Recherche de l'iode*. — Les procédés applicables à la détection et au dosage de l'iode sont très variés, et leur sensibilité est en général élevée. Malheureusement, elle est toujours diminuée par la présence des éléments de la minéralisation saline. Les limites indiquées ci-après n'ont donc qu'une valeur théorique; elles ne concernent d'ailleurs que la détection : comme dans le cas des colorants, il faut les multiplier par 10 ou 20 pour évaluer la plus petite concentration permettant le dosage avec une erreur tolérable. A ce sujet, on notera que toutes les méthodes citées comportent le passage préalable de l'iode à l'état libre (iode-élément ou ion I^-) et que cette opération est généralement précédée par une évaporation permettant de rassembler dans quelques centimètres cubes la totalité des éléments présents dans un litre d'eau : par suite, les limites indiquées pour les méthodes les plus sensibles (colorimétrie après extraction, iodométrie) représentent, non des concentrations d'iode dans l'eau prélevée, mais les quantités absolues de cet élément rassemblées dans la solution obtenue par évaporation.

Méthodes utilisées :	Limite de sensibilité
Potentiométrie	0,5 mg/l
Colorimétrie directe	0,2 mg/l
Colorimétrie après extraction au tétrachlorure de carbone (Cl_4C) ...	0,5-1 gamma
Iodométrie à l'empois d'amidon	0,5-1 gamma
Iodométrie par oxydation catalysée de l'ion arsénieux	0,05 gamma

Il suffit, en théorie, de multiplier la sensibilité de la méthode choisie par la dilution prévisible pour obtenir la quantité de colorant ou d'électrolyte à utiliser. Or, sur le terrain, les causes susceptibles de gêner la recherche des indicateurs font qu'on ne peut espérer retrouver plus de 1 à 2 gammas de fluorescéine ou d'iode par litre d'eau prélevée. D'autre part, l'expérience acquise tant par les hydrauliciens que par les spéléologues montre que des dilutions de 10^{-6} sont fréquentes et qu'il faut s'attendre à dépasser 10^{-9} . Le cas du gouffre de la Hennemorte est typique : il a fallu y jeter 75 kilogrammes de fluorescéine, ce qui correspond à une dilution de l'ordre de 10^{-10} , pour obtenir un résultat positif après plusieurs essais infructueux qui avaient déjà consommé, au total, 31 kg de ce colorant.

L'emploi d'aussi grandes quantités de produits onéreux dans des conditions trop souvent irrégulières grève lourdement les recherches hydrologiques, dont l'aspect financier n'est pas négligeable. Aussi l'intérêt des expérimentateurs s'est-il

porté sur les indicateurs salins et en dernier lieu sur le bichromate de sodium dont le prix beaucoup moins élevé permet, en augmentant les doses, d'opérer dans un domaine de concentration plus favorable à la détection et au dosage et par suite d'obtenir des résultats plus réguliers et plus sûrs.

Toutefois, l'amélioration ainsi réalisée n'est pas sans contrepartie, car la nécessité de recourir à des réactions spécifiques impose à l'opérateur une série de manipulations qui lui est généralement épargnée par les indicateurs colorés. La contingence ainsi introduite serait sans importance si la sensibilité était multipliée par 10 ou par 100 ; à ce moment, personne n'hésiterait plus à utiliser sur le terrain des techniques analytiques conformes à celles du laboratoire, même si elles exigeaient le déplacement d'une équipe de spécialistes et le transport d'un matériel encombrant et fragile.

À l'heure actuelle, seuls les *isotopes radioactifs* des éléments chimiques normaux paraissent remplir les conditions de sensibilité permettant d'atteindre des dilutions de 10^{-9} à 10^{-12} . Déjà employés par la recherche et l'industrie sous le nom de *traceurs*, il était tentant de les mettre au service de l'hydrologie pure et appliquée.

* * *

§ 2. — On rappellera tout d'abord que ce que nous continuons à considérer comme un élément « normal » est en réalité un mélange d'isotopes dont l'un représente la majeure partie de la masse totale, les autres, qui n'existent qu'en proportions beaucoup plus faibles, pouvant être stables ou radioactifs.

Les divers isotopes du même élément jouissent des mêmes propriétés chimiques, mais ils diffèrent par leur masse atomique, qui dépend elle-même de la structure du noyau de l'atome. En outre, ceux qui sont radioactifs diffèrent par leur *période*, c'est-à-dire par le temps nécessaire pour qu'une masse M de l'isotope ait diminué de moitié par désintégration atomique. Celle-ci étant accompagnée par l'émission de plusieurs sortes de rayonnements matériels, électroniques ou électromagnétiques, chaque isotope se trouve bien caractérisé.

À titre d'exemples, voici les masses atomiques et les périodes des isotopes radioactifs du sodium, du brome et de l'iode :

Na... 21 (20 sec.), 25 (1 min.) 24 (15-20 heures), 22 (2 ans).

Br... 87 (45 sec.), 87 (45 sec.) (*), 85 (3-4 min.), 78 (5 min.), 80 (18 min.), 84 (30 min.), 83 (2-3 heures), 80 (4,4 heures), 82 (24 heures), 82 (34 heures).

I.... 137 (20 sec.), 137 (30 sec.), 136 (90 sec.), 128 (25 min.), 134 (1 heure), 132 (2 heures), 135 (5-6 heures), 130 (10-15 heures), 133 (22 heures), 124 (3 jours), 131 (8 jours), 126 (15 jours), plus un dernier isotope de masse encore incertaine et de période égale à 80 jours.

Tous les éléments connus possédant des radioisotopes, il devrait être facile de trouver, dans chaque cas particulier, le traceur convenant à l'expérience projetée. En réalité, le choix reste assez limité pour les motifs suivants :

1° Les grands établissements qui détiennent les piles atomiques ne peuvent interrompre leurs travaux pour préparer sur demande un traceur quelconque, car, en matière de radioactivité, une opération interrompue, volontairement ou accidentellement, représente une perte de rendement puisque les désintégrations se poursuivent.

2° La préparation de tous les radioisotopes n'est pas également aisée, d'où réduction du nombre des traceurs effectivement livrables.

3° Pour l'utilisateur, le « bon » traceur est celui qui peut être recherché, d'un bout à l'autre d'une expérience donnée, avec une sensibilité et une précision aussi élevées que possible, évidemment, leur constance ou tout au moins leur faible décroissance avec le temps offrant un égal intérêt.

Soit en effet une expérience qui doit être terminée en un temps T . Si l'on dispose d'un traceur de période égale à T , par exemple, il n'en restera en fin d'expérience, après huit périodes écoulées, que le *deux-cent-cinquante-sixième* de la quantité initiale, la désintégration se faisant suivant une progression géométrique de raison $1/2$:

Périodes	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Quantités	1	$1/2$	$1/4$	$1/8$	$1/16$	$1/32$	$1/64$	$1/128$	$1/256$

(*) Deux radioisotopes peuvent être de même masse et posséder des périodes identiques : dans ce cas, ils diffèrent par la nature de leur rayonnement.

Le rayonnement global ayant diminué dans la même proportion, il en serait de même de la sensibilité si, à mesure que les périodes s'écoulent, on n'avait de plus en plus grandes chances de se rapprocher de la limite à laquelle les appareils qui seront décrits plus loin ne « répondent » plus. La sensibilité et *a fortiori* la précision diminuent donc plus vite encore que la masse du traceur si la période de celui-ci est trop courte relativement à la durée prévue de l'expérience : la progression ci-dessus montre qu'il est aléatoire d'utiliser un traceur dont la période est inférieure à $T/4$ ou $T/5$, la sensibilité étant pratiquement tombée au centième de sa valeur initiale si la période descend elle-même à $T/6$.

La condition relative à la constance ou à la faible décroissance de la sensibilité et de la précision semble satisfaite si le traceur possède une période de l'ordre de $T/2$ ou $T/3$, mais, dans le cas d'expériences de longue durée comme l'hydrologie souterraine aura à en exécuter de plus en plus dans l'avenir ⁽¹⁾, il faut se rappeler que le rayonnement d'un élément radioactif est, en première approximation, d'autant plus faible que sa période est plus longue. Ici encore, la même règle s'applique à la sensibilité, et il ne servirait à rien, il serait même absurde qu'elle soit à peu près constante si elle était, dès le début, insuffisante pour permettre la détection et la détermination quantitative du traceur.

Compte tenu des possibilités de l'établissement producteur, on voit donc que le choix d'un traceur est fixé par le rapport de sa période à la durée de l'expérience prévue, rapport qui présente une valeur optimum, eu égard à la sensibilité et à la précision exigées.

* * *

§ 3. — Si l'on considère un élément radioactif A_1 , donnant naissance à un élément stable A_2 , la courbe de désintégration du premier et la courbe de production du second sont complémentaires : la somme de leurs ordonnées est constante, ce qui revient à dire que le nombre total des atomes de A_1 et de A_2 est lui-même constant.

Toutefois, si A_2 est radioactif comme son ascendant, il possède également une courbe de désintégration, et la quantité de A_2 accumulée à un instant donné est la différence entre les ordonnées au même instant des deux courbes de désintégration. Comme A_1 et A_2 n'ont pas les mêmes constantes radioactives ⁽²⁾, la quantité accumulée de A_2 n'obéit pas à une loi exponentielle simple, comme la désintégration de tous les éléments radioactifs, mais à une loi plus complexe. Cette quantité, nulle à l'origine des temps, passe par un maximum pour un temps t_{\max} fixé par la valeur des constantes radioactives, puis décroît indéfiniment suivant une loi qui tend, à la limite, vers celle des deux courbes de désintégration correspondant à la plus petite des deux constantes radioactives.

Lorsque cette limite est atteinte, on dit qu'un *équilibre radioactif* s'est établi entre l'ascendant et le descendant ; les quantités des deux éléments sont alors entre elles comme les inverses des constantes radioactives, c'est-à-dire proportionnelles aux périodes T_1 et T_2 dont le rapport est constant.

La notion d'équilibre radioactif a été appliquée en premier lieu au radium (M.A. = 226 ; T_1 = 1.590 ans) et à son descendant l'émanation du radium ou radon (M.A. = 222 ; T_2 = 3,82 jours), dont l'équilibre est pratiquement atteint en un mois. On a donné le nom de *curie* à la *quantité de radon en équilibre radioactif avec un gramme de radium* ; elle sert aujourd'hui d'unité pour évaluer les quantités de tous les radioisotopes, quantités qui sont si faibles que les subdivisions du curie (millicurie, microcurie, millimicrocurie) sont devenues d'usage courant. A titre documentaire, on rappellera qu'un curie de radon équivaut à 0,66 millimètre cube de ce gaz.

R. HOURS, dans une étude faite au C.E.A., a donné d'utiles indications sur la sensibilité qu'on peut attendre de certains traceurs radioactifs dans les recherches hydrologiques. Il a plus particulièrement examiné le cas de l'iode 131 et du brome 82, dont les périodes sont respectivement égales à 8 jours et à 34 heures.

Ces deux éléments sont livrés en ampoules scellées renfermant ordinairement

⁽¹⁾ La rivière souterraine de Padirac, colorée avec 75 kg de fluorescéine et sortant plusieurs mois après à plus de 12 km à vol d'oiseau fournit un remarquable exemple d'expérience de longue durée.

⁽²⁾ La *constante radioactive* est le coefficient angulaire de la droite à laquelle se reamène la courbe de désintégration, lorsqu'on remplace le nombre des atomes à un instant donné par son logarithme népérien.

0,25 curie de ^{131}I ou de ^{82}Br sous la forme d'iodure ou de bromure actif de sodium incorporé à une solution du sel normal correspondant. Enfermées dans des enveloppes de plomb de plusieurs centimètres d'épaisseur, afin d'arrêter tout rayonnement nocif, les ampoules ne doivent être ouvertes que sur le terrain; leur contenu est généralement dilué dans un « entraîneur » constitué par une nouvelle solution d'iodure ou de bromure normal de sodium. C'est cette solution (assez concentrée puisque sa densité est de l'ordre de 1,2 à 1,5) qu'on jette finalement dans l'eau dont on se propose de reconstituer le cheminement souterrain; on voit donc que, pendant toute la durée de celui-ci, le traceur est associé (si sa période remplit les conditions sur lesquelles le § 2 a insisté) à une quantité importante de l'élément normal de même numéro atomique, élément dont il partage les propriétés et dont il suit tous les avatars. En conséquence, il sera éliminé en même temps que lui par d'éventuels phénomènes de précipitation ou d'adsorption, — et extrait de l'eau en même temps que lui, avant la détection, par des procédés physiques ou chimiques qui risqueraient fort de rester inopérants s'il était seul, tant il est dilué.

Selon M. HOURS, il n'est pas possible de déceler sur le terrain, à l'aide de sondes électroniques portatives, moins de 5 microcuries de ^{131}I ou de ^{82}Br par mètre cube d'eau, soit 5 millimicrocuries par litre. Au laboratoire, l'emploi d'appareils plus sensibles et plus précis, mais aussi plus encombrants et plus lourds, permet d'abaisser cette limite à 0,4 μC pour ^{131}I et à 0,2 μC pour ^{82}Br , toujours par litre. On peut admettre qu'un curie de l'un de ces deux radioisotopes est capable de remplacer 10 à 20 kilogrammes de fluorescéine, l'adsorption et les autres actions gênantes étant supposées négligeables dans tous les cas.

Le C. E. A. a mis au point une technique simple pour évaluer l'adsorbabilité des traceurs par les minéraux et les roches qu'ils sont appelés à rencontrer pendant leur trajet souterrain. Elle consiste à remplir une « colonne » verticale, c'est-à-dire un tube en verre de 1 à 3 mètres de hauteur et de 4 à 5 cm de diamètre, avec le matériau préalablement concassé et tamisé à une dimension telle que la surface totale offerte à l'adsorption par les grains soit déjà appréciable, sans freiner d'une manière excessive la circulation de l'eau. Le remplissage terminé, on imbibé complètement le matériau avec de l'eau, afin de chasser toutes les bulles d'air et de mouiller parfaitement les grains, puis on verse dans la colonne 200 cm^3 d'une solution saline « marquée » par le traceur. Le début de l'écoulement à la base de la colonne est considéré comme origine des temps et des volumes écoulés. Dès qu'un volume égal à celui de la solution a disparu, on commence le lavage du matériau avec de l'eau, à niveau constant (*élution*), et l'on recueille l'éluat, à la base de la colonne, par fractions de 100 à 200 cm^3 dans lesquelles on détermine la concentration radioactive du traceur; l'expérience est arrêtée sitôt que ce dernier n'est plus décelable. Le rendement est la proportion du traceur non retenue à ce moment : on l'évalue soit en intégrant la courbe concentrations-volumes, soit en mélangeant toutes les fractions et en dosant globalement le traceur dans le mélange. On constate que ^{131}I et ^{82}Br sont faiblement adsorbés par la plupart des roches ordinaires. Ils conviennent donc *a priori* aux recherches hydrologiques.

* * *

§ 4. — L'appareillage électronique utilisable comporte toujours trois éléments :

1° Le *détecteur*, constitué par un tube de GEIGER-MÜLLER donnant une courte impulsion chaque fois qu'une particule émise par le traceur le traverse. Dans l'air à la pression atmosphérique, un électron (particule β) produit entre 30 et 300 paires d'ions par cm de parcours, suivant son énergie. Celle-ci étant d'autant plus élevée que la vitesse est plus grande, la différence de potentiel de l'ordre de 1.000 volts établie entre les deux électrodes du tube accélère les ions formés, qui ionisent à leur tour le gaz sous pression réduite qu'il renferme. Il se produit donc, au passage de chaque particule, « une véritable avalanche d'électrons » (M.-E. NAHMIAS) dont la décharge sur l'électrode positive du tube en abaisse le potentiel de quelques volts; on obtient une impulsion dont la durée est voisine de 1.10^{-6} sec., puis le potentiel est ramené à sa valeur initiale en un temps de l'ordre de 1.10^{-4} sec., grâce au générateur de H. T. servant de 3^me élément.

2° Le *compteur*, représenté par une échelle totalisant le nombre d'impulsions produites par le détecteur en un temps donné, ou par un *intégrateur* qui indique le nombre moyen d'impulsions par seconde et qui peut être complété par un *enregistreur*.

3° Le *générateur de H. T.*, chargé de rétablir constamment la différence de poten-

tiel existant entre les électrodes du détecteur, et nécessaire à son fonctionnement régulier.

Il paraît inutile d'entrer dans des détails concernant la construction des tubes-détecteurs, des échelles et des intégrateurs. Je me contenterai de signaler que la variété des problèmes a conduit les électroniciens à créer de nombreux modèles d'appareils. Les recherches hydrologiques pouvant, de ce fait, utiliser trois types principaux de tubes-détecteurs :

1) Le *tube à circulation*, dans lequel l'eau ou la solution à étudier circule sans interruption dans un serpentin en verre à parois extrêmement minces, interposé entre les électrodes du détecteur, cet appareil étant employé (comme d'ailleurs le suivant) lorsqu'on estime que la concentration du traceur est assez élevée pour éviter une évaporation préalable.

2) Le *tube à immersion*, détecteur à grande efficacité muni d'une cathode de plomb de 20 à 30 cm de longueur utile et plongé dans une cuve alimentée en eau ou en solution.

3) Le « *compteur à cloche* », constitué par un tube-détecteur renversé sur une coupelle qui reçoit le résidu d'évaporation d'un volume d'eau ou de solution plus ou moins considérable, le rayonnement pénétrant dans le tube par la base.

De toute façon, la chute de potentiel correspondant à chaque impulsion ne doit pas être inférieure à 0,5 volt pour assurer le fonctionnement de l'amplificateur placé à l'entrée du compteur. D'autre part, l'inertie des divers organes de ce dernier fait obstacle à une totalisation correcte à la cadence de plus de 60 à 100 impulsions par seconde. Il peut donc être nécessaire de réduire le nombre de celles-ci dans une proportion connue : on construit dans ce but des échelles démultiplicatrices qui sont dites de 4, de 10, de 20, etc., suivant le coefficient de réduction adopté. Une *échelle de 100* a été utilisée dans les deux expériences qu'on va relater maintenant : elle accumule 99 impulsions avant de transmettre un signal au totalisateur. On donnera une idée de sa complexité en rappelant qu'elle comporte 19 *lampes penthodes*, plus les petites lampes au néon des huit « *bascules* » du totalisateur, groupées en deux « *décades* » conformément au schéma suivant : 1, 2, 4, 8 ; 10, 20, 40, 80.

* * *

§ 5. — *L'expérience de Serre-Ponçon*. — Pour asseoir solidement le barrage, projeté sur la Durance à proximité de son confluent avec l'Ubaye, et s'assurer de l'étanchéité du calcaire liasique visible sur les deux versants de la vallée, des puits et des sondages de reconnaissance ont été exécutés dans cette roche ainsi que dans les alluvions qui la recouvrent sur une largeur de 150 mètres à la hauteur de l'étranglement de Serre-Ponçon.

Ces ouvrages ont permis de constater que les alluvions remplissent complètement un sillon creusé dans le calcaire, et dont la profondeur est comprise, suivant les points, entre 65 et 100 mètres dans l'axe de la vallée, — et que d'anciens éboulis de pente sont interposés çà et là entre les alluvions et la roche en place.

Dans celle-ci, et sur la rive gauche, un sondage incliné (D''V) a été foré entre les cotes 672,5 et 574,6. Sur la rive droite, on a eu recours à un puits vertical, dit « puits 1913 », creusé entre les cotes 672,5 et 609,4 ; il a été prolongé perpendiculairement à l'axe de la vallée par une galerie à peu près horizontale partant de la cote 612,5 et débouchant dans les alluvions. Ces dernières, dont le sommet est à l'altitude moyenne 665 m au voisinage de l'étranglement, ont été traversées par deux séries de sondages :

1° Dans l'axe de la vallée, d'aval en amont, Pvh₁ (29^m75), Pvh₂ (48^m60) et Pvh₃ (48^m50) sont restés dans les alluvions.

2° Perpendiculairement à l'axe de la vallée, en partant de la rive gauche, S₁ (66^m7), S₂ (90^m9) et S₃ (44^m7) ont rencontré le calcaire respectivement à 36^m3, 70^m8 et 336^m ; les deux premiers avaient en outre rencontré les éboulis occultes à 16^m et à 67^m6.

Tous ces ouvrages avaient été envahis par l'eau, les piézomètres installés dans les sondages des séries Pvh et S montrant l'existence d'un écoulement sous-alluvionnaire important.

Or, pendant les trois premiers mois de 1950, l'entreprise chargée d'une partie des travaux de reconnaissance a observé que le sondage D''V réagissait très rapidement au pompage dans le puits 1913. A la cote 620 environ, c'est-à-dire à la profondeur approximative de 52^m5 (comptés verticalement), un rabattement du niveau de l'eau était sensible 80 secondes après le début du pompage. Il atteignait la valeur maximum de 70 cm, correspondant à une perte évaluée à 360 litres-minute sous 10 kg.

le niveau étant maintenu à la cote 660 environ, en d'autres termes à la profondeur d'à peu près 12^m5 dans le puits 1913.

La rapidité et l'importance de la réaction ont justifié l'injection d'éosine dans D'V. Aucune trace de ce colorant n'a été décelée dans le puits 1913 après 10 jours de pompage. Plusieurs hypothèses ont alors été émises pour expliquer l'apparente contradiction existant entre les deux faits :

- 1) Communication directe entre D'V et 1913 par les fissures du calcaire.
- 2) Communication avec cheminement partiel dans les alluvions, qui auraient retenu l'éosine par adsorption.
- 3) Existence, dans l'axe de la vallée, d'un drainage assez important pour entraîner tout le colorant.

Ce dernier s'avérant incapable d'être employé avec succès, il a été suggéré de recourir à un traceur radioactif qui ne serait pas adsorbé par les alluvions. Des essais dans ce sens ont été effectués au C. E. A., par le procédé de la colonne (v. p. 8), sur la fluorescéine d'une part, sur l'iodure et le bromure de sodium marqués à l'aide de ¹³¹I et de ⁸²Br d'autre part. D'après des renseignements fournis par R. HOURS, la « terre » de Serre-Ponçon ayant servi à remplir les colonnes est un sable alluvionnaire noir prélevé au milieu du lit de la Durance; de grain assez fin, il est formé par un mélange de débris calcaires et cristallophyliens avec un peu d'argile. La fluorescéine a été retenue dans une proportion importante; en revanche, le bromure et l'iodure de sodium marqués ont traversé la colonne avec un rendement d'au moins 85 %.

Devant ce résultat, il a été décidé d'injecter, dans D'V, un curié de ⁸²Br incorporé à 5 kg de bromure de sodium normal servant d'entraîneur et dissous dans 25 litres d'eau.

L'appareillage amené sur place comportait quatre tubes à immersion à cathodes de plomb de 26 cm de longueur, une échelle de 100, un intégrateur-enregistreur dont la constante de temps était de 84'', et leurs indispensables compléments. En outre, un camion-prospecteur équipé de sondes portatives de 33 mm de diamètre devait permettre de faire des mesures à l'intérieur des sondages des séries Pvh et S.

Une première injection a été exécutée sous une charge de 30 m, puis la solution marquée a été poussée dans le terrain par l'air comprimé. Une fissure dans le tubage de D'V, à quelques mètres de l'orifice, a conduit à un échec.

L'opération a été répétée 7 jours plus tard avec une solution de même composition, après renforcement du tubage par introduction d'un nouveau tube descendant jusqu'à 75 m de l'orifice (soit 52 m environ, comptés verticalement), l'intervalle étant bourré de béton et d'argile. Bien que l'air comprimé n'ait pas été utilisé pour faciliter l'injection, le traceur est réapparu dès le lendemain dans l'eau du puits 1913, à la suite d'un pompage continu ayant provoqué un rabattement d'environ 5 m au débit de 58 litres-seconde.

Aucune trace d'activité n'a été relevée à la sonde portative dans les autres ouvrages, mais il n'y a cependant aucun argument à tirer de ce fait, car leur mauvais état n'a pas permis d'y descendre les sondes à plus de 20 m de profondeur.

La discussion de la *courbe des activités en fonction du temps*, obtenue à l'aide de l'intégrateur-enregistreur, conduit à évaluer à 22 % environ de la quantité injectée la proportion de bromure de sodium ayant réussi à passer de D'V à 1913; une extrapolation montre en outre qu'il aurait été possible de recueillir 50 % environ de l'entraîneur en prolongeant le pompage. Ce rendement restant très inférieur à celui que les essais sur colonne avaient indiqué au laboratoire, on doit en conclure que le phénomène d'adsorption a joué un rôle important à Serre-Ponçon et, par suite, que la seule hypothèse à retenir est celle de la communication entre D'V et 1913 avec *cheminement partiel dans les alluvions*, seules formations capables de déterminer des pertes de charge importantes entre les points d'injection et de prélèvement. En poussant l'analyse un peu plus loin, la vitesse moyenne de propagation du « nuage radioactif » dans ces alluvions peut être fixée entre 0,04 et 0,12 cm-seconde, correspondant à un trajet probable compris entre 20 et 60 mètres.

* * *

§ 6. — *L'expérience de Cauterets*. — Depuis de longues années, l'origine des sources thermales préoccupe géologues, géochimistes et hydrologues. Les auteurs contemporains ont adopté, pour la plupart, l'hypothèse d'une *origine vadose* qui implique l'infiltration à une altitude relative élevée d'un grand volume d'eau de pluie ou de fonte des neiges, sa circulation et son échauffement en profondeur (500 à

3.000 m), et enfin son ascension rapide et son émergence à une altitude nécessairement inférieure à celle de la région d'infiltration.

Les Pyrénées (et particulièrement leur zone axiale) réunissant de nombreuses aires d'émergence thermique, l'Institut d'Hydrologie et de Climatologie a obtenu le concours du C. E. A. et d'E. D. F. pour procéder dans la région de Cauterets et de Luz (Hautes-Pyrénées), avec les plus grandes chances de succès, à une tentative de vérification expérimentale de l'hypothèse des circuits hydrothermaux vadoses.

Les aires d'émergence de Cauterets et de Luz sont situées à 8 km l'une de l'autre, sur le bord Nord ou à proximité immédiate du bord Nord du massif granitique de Cauterets. Dans cette région, qui correspond à l'extrémité orientale du dit massif, les roches encaissant le granite sont constituées en majeure partie par des schistes d'âge primaire (Dinantien); très fissiles, ils n'ont été affectés par le métamorphisme de contact que sur une largeur réduite, et ils ne sont remplacés par d'autres formations (calcaires et schistes dévonien) qu'à l'angle Sud-Est du massif, dans la vallée du gave de Cestrède.

Or un certain nombre de lacs, qui sont parmi les plus importants des Pyrénées, se trouvent à cheval sur la surface de contact qui sépare le massif granitique des schistes dinantiens. On citera notamment :

1) Sur le bord Nord, le lac d'Illéou (altitude : 1.976 m; surface : 11 ha 2; volume : 772.000 m³).

2) Sur le bord Sud, le lac des Oulètes d'Estom-Soubiran (alt. : 2.360 m; surface : 6003; volume : 1.500.000 m³), dont l'émissaire, très court, va se jeter dans le lac suivant.

3) Sur le bord Sud également, à quelques centaines de mètres du précédent, le lac de Labas (altitude : 2.285 m; surface : 5ha7; volume : 574.000 m³), dont l'émissaire, le gave de Lutour, va se joindre (après avoir traversé le lac d'Estom) au gave de Jéréty pour former le gave de Cauterets.

La surface de contact entre granite et schistes est remarquable par la présence dans les deux roches de réseaux de diaclases auxquels on peut attribuer : a) les pertes, à vrai dire minimes, des trois lacs ci-dessus; b) l'infiltration de l'eau de fusion sous-nivale sur toute la périphérie du massif granitique, en dehors de la courte période d'été pendant laquelle la neige a pratiquement disparu. Le deuxième mécanisme est sans doute capable de fournir un plus grand volume d'eau que le premier à un circuit vadoso, — mais, par contre, il est impossible de localiser sur la surface de contact, en dehors des lacs qui la chevauchent, des points où un traceur radioactif pourrait être injecté avec des chances de réapparaître dans l'eau des sources chaudes de Cauterets ou de Luz. C'était donc dans l'un des trois lacs qu'il fallait se résoudre à jeter le traceur choisi.

Le lac des Oulètes d'Estom-Soubiran a été éliminé en raison de son grand volume, qui aurait exigé, pour arriver à la même concentration en millimicrocuries, deux ou trois fois les quantités nécessaires aux lacs de Labas et d'Illéou.

Le dernier paraissait réunir les conditions les plus favorables. Il n'est qu'à 7 km de l'aire d'émergence de Cauterets, alors que le lac de Labas en est à 21 km, ces distances étant comptées suivant la surface de contact et représentant dans chaque cas la longueur minimum du circuit vadoso présumé. Toutefois, le fond du lac d'Illéou est recouvert par une couche de vase argilo-quartzreuse capable de retenir une grande partie du traceur; cet inconvénient semblait annuler l'avantage représenté par la faible longueur relative du circuit vadoso et nous a fait porter notre choix sur le lac de Labas, dont le fond est surtout rocheux.

Les résultats obtenus à Serre-Ponçon ayant montré les qualités du bromure de sodium marqué en ⁸²Br, l'emploi du même entraîneur et du même traceur paraissait indiqué à Cauterets. Cependant, eu égard à la durée prévue de la nouvelle expérience (30 à 45 jours), la période très courte de ⁸²Br (34 heures) ne permettait pas d'approcher, même de loin, du rapport T/3 ou T/4 présenté p.6 comme optimum, et on a eu recours à l'iodure de sodium marqué en ¹³¹I dont la période (8 jours) permet de ne pas descendre au-dessous de T/6, valeur déjà préjudiciable à la sensibilité des dernières mesures.

Les essais à la colonne ayant confirmé la très faible adsorption de ce traceur par le granite et le schiste concassés et tamisés provenant de la région de Cauterets, le C. E. A. nous en a procuré un curie, qui a été livré le 26 août 1953; l'équipe de recherches, qui comprenait MM. M. GESLIN, R. HOURS, E. KOSSENKO et l'auteur du présent rapport, se trouvait avec ses porteurs et son matériel au lac de Labas, le 1^{er} septembre à 11 heures. L'injection, exécutée sous la forme d'une solution marquée d'iodure de sodium dihydraté correspondant à environ 4 kg d'iodure anhydre, a été

faite dans une zone du lac choisie de manière à : 1° éviter l'entraînement rapide du traceur vers l'émissaire par diffusion superficielle, sans profit pour l'expérience; 2° favoriser l'infiltration du traceur dans les diaclases affectant le granite et les schistes le long de la surface de contact, qui traverse le lac dans cette zone. Commencée à 17 heures, l'opération était terminée à 17h25. On notera que nous ne disposions plus à ce moment que de 700 *millicuries* au lieu de 1.000, le traceur ayant perdu une partie de son activité pendant les cinq jours écoulés entre la livraison et l'injection.

A partir du 4 septembre, des prélèvements ont été effectués, en principe tous les deux jours, aux points suivants :

1° *Cauterets, groupe Nord* : sources César, des Espagnols et Pauze;

2° *Cauterets, groupe Sud* : buvettes des sources de la Raillère et Mauhourat, réservoir de la source principale du Bois;

3° *Luz-Saint-Sauveur* : prise d'eau de la source principale, au fond de la galerie de captage.

En outre, l'expérience de Cauterets pouvant permettre de réunir quelques renseignements sur le renouvellement de l'eau et sur l'envasement d'un lac de haute montagne, on a procédé à intervalles plus éloignés à des prélèvements en quatre points échelonnés sur le gave de Lutour, émissaire du lac de Labas : a) en amont de son déversement dans le lac d'Estom; b) à quelques dizaines de mètres en aval du lac d'Estom; c) au lieu dit « le Pradet »; d) en amont de son confluent avec le gave de Jérêt, ce point étant le dernier où il était encore possible de retrouver à l'air libre le traceur jeté dans le lac de Labas.

Les premiers prélèvements ont porté sur 2 litres d'eau en chaque point, et les derniers sur 15 litres, afin de compenser partiellement la perte de sensibilité due à la désintégration de ^{131}I . Le volume prélevé était ramené à 100 cm^3 environ par évaporation, après addition de 10 mg d'iode normal. L'iode ainsi rassemblé était oxydé, puis extrait dans 10 cm^3 de tétrachlorure de carbone. Ce tétrachlorure iodé était mis en contact avec une solution de soude, une agitation violente permettant de faire repasser tout l'iode dans la phase aqueuse. Celle-ci était soumise à une ultime évaporation dans une cupule d'aluminium qui était placée avec son contenu sous un « compteur à cloche » permettant la mesure de l'activité β - γ . Le mouvement propre de cet appareil, en liaison avec une échelle de 100, étant d'environ 20,5 coups-minute et s'étant montré très stable à Cauterets, on a convenu de tenir pour significative une *activité brute* de 23 coups-minute, soit une *activité nette* de $23,0 - 20,5 = 2,5$ coups-minute, correspondant à 1/100 $\text{m}\mu\text{c}$.

Pendant la durée des « comptages », du 4 septembre au 17 octobre, on a relevé à plusieurs reprises quelques tendances à l'augmentation de l'activité; malheureusement, elles ne se sont pas manifestées simultanément, fût-ce aux sources d'un même groupe, et elles n'ont jamais été assez importantes pour atteindre 2,5 coups-minute pour l'activité nette. *Il n'a donc pas été possible, quel que soit le volume d'eau prélevé aux sources thermales, de rassembler 1/100 de millimicrocurie de ^{131}I sous le compteur à cloche.*

Nous ne pensons pas, néanmoins, que ce résultat négatif implique nécessairement le rejet de l'hypothèse de l'origine vadose de ces mêmes sources et plus précisément de celle qui voit, dans les lacs de haute montagne situés à cheval sur la surface de contact entre granite et schistes le point de départ d'un circuit thermal dont les griffons de Cauterets et de Luz représenteraient les résurgences. En effet, à supposer que ^{131}I se soit réparti régulièrement dans le lac de Labas, sa concentration, égale à environ 1,2 millimicrocurie à l'origine, aurait été ramenée à environ 0,02 $\text{m}\mu\text{c}$ au bout de six périodes, le 15 octobre. Or on vient de voir qu'on n'avait pu rassembler 0,01 $\text{m}\mu\text{c}$ de ^{131}I sous le compteur, même dans le cas où on avait opéré sur 15 litres d'eau : l'activité de l'eau thermique était donc certainement inférieure à 1/1.500 $\text{m}\mu\text{c}$ par litre à tous les griffons, à la fin des expériences.

D'autre part, les mesures consécutives aux prélèvements effectués sur le gave de Lutour, en amont du lac d'Estom, le 14 et le 22 septembre, puis le 1^{er} et le 12 octobre, ont montré que l'émissaire avait entraîné une proportion appréciable du traceur, malgré les précautions prises en ce qui concerne la zone d'injection, — mais qu'il était certain que la répartition de ^{131}I (et avec lui de l'entraîneur) dans le lac de Labas n'avait pas été uniforme. Des nombres trouvés pour l'activité nette aux dates indiquées (14,4; 5,4; 6,0; 7,6), il ressort en effet que la diffusion de l'iodure de sodium dans ce lac s'était produite en deux temps :

1° au début de l'expérience, une *diffusion latérale* importante, provoquée par les courants de surface et observée par les membres de l'équipe dès le 1^{er} septembre, est responsable de la valeur assez élevée de l'activité lors du 1^{er} prélèvement;

2° toutefois, du fait de la densité de la solution d'iodure de sodium marqué, ce dernier s'est rassemblé rapidement dans le fond du lac, puis la diffusion s'est poursuivie *de bas en haut* à une vitesse très lente, ce qui a eu pour résultat d'amener la concentration de l'iode total (entraîneur + traceur) à une valeur qui s'est maintenue grossièrement constante pendant six semaines. Au moment de l'arrêt de l'expérience la proportion d'iodure de sodium éliminée par l'émissaire du lac de Labas ne devait dépasser le 1/5 de la quantité injectée le 1^{er} septembre.

On peut donc affirmer que le renouvellement de l'eau du lac se produit surtout par les courants de surface, et qu'il exige un temps au moins cinq fois plus long que celui qu'on peut calculer à partir du volume de la cuvette et du débit des torrents qui l'alimentent, et en supposant que la répartition du traceur est uniforme.

Ces conclusions — dont les répercussions sur le mécanisme de l'envasement mériteraient d'être étudiées, la méthode des traceurs radioactifs pouvant trouver là un nouveau domaine d'application — sont vraisemblablement extensibles à tous les lacs de montagne, mais le temps nécessaire au renouvellement de l'eau qu'ils retiennent dépend incontestablement de leurs profils longitudinaux et transversaux, ainsi que de la disposition des torrents qu'ils reçoivent ou qui leur servent d'émissaires.

Paris, janvier-mai 1954.

ETUDE QUANTITATIVE DE L'INFILTRATION

par

Raoul PIOGER

Ingénieur en Chef du Génie rural

Résumé

L'infiltration de l'eau ne doit pas être confondue avec la filtration : la filtration implique l'idée de traversée d'un milieu poreux, l'infiltration apparaît surtout comme une pénétration.

Juste avant sa disparition, l'eau a une vitesse dont la composante verticale, appelée vitesse apparente d'infiltration, varie tant en fonction du temps qu'en fonction de la hauteur d'eau infiltrée. La variation de cette vitesse sert à caractériser les particularités de l'infiltration.

Pour un même terrain, l'infiltration n'est évidemment pas la même s'il est gorgé d'eau par des remontées d'eau souterraine, s'il est sec et ameubli par les façons culturales, s'il est nu, piétiné par les troupeaux, battu par les eaux d'orages ou s'il est farci de racines, protégé par un couvert forestier.

Différents procédés, présentés dans le cadre d'une même méthode générale, montrent sur des cas concrets quelles sont les précautions à observer pour obtenir des mesures quantitatives d'intérêt scientifique, pouvant être utilisées soit pour d'autres recherches, soit pour l'étude de projets d'aménagement agricole des eaux.

Des exposés théoriques permettent une meilleure exploitation des résultats expérimentaux sans toutefois prendre le pas sur eux.

* * *

Filtration et infiltration

L'infiltration de l'eau dans un terrain est beaucoup plus complexe que la filtration. Le nom de filtration est attribué au phénomène de traversée ou de franchissement d'une certaine épaisseur de milieu poreux saturé, tandis que l'infiltration s'identifie avec la pénétration dans un milieu non saturé.

C'est un peu comme s'il s'agissait de mettre en eau un canal sec, relié à toute une succession de bassins latéraux plus ou moins asséchés, au lieu d'y faire couler de l'eau d'un bout à l'autre.

L'infiltration, phénomène essentiellement transitoire, doit faire l'objet d'une étude quantitative distincte de celle de la filtration.

Le mot infiltration a souvent été utilisé dans un sens quelque peu déroutant : les anciennes mesures dites d'infiltration tendaient à caractériser les terrains d'après la valeur finale d'une vitesse d'infiltration assez mal définie appelée « degré de perméabilité ».

Müntz et Lainé, en recommandant d'opérer sept jours après la dernière pluie ou le dernier arrosage, ont signalé eux-mêmes, en 1912 (Ann. Hydraulique fasc 44, p. 81) que leur méthode avait pour seul objet « d'établir une échelle permettant de classer les différents sols suivant leur degré de perméabilité » et qu'elle n'était « pas destinée à donner une valeur absolue de la perméabilité », ce qui a été trop souvent oublié.

Pour dépasser le stade d'une simple classification hydrodynamique des sols et aboutir à des mesures d'infiltration présentant un intérêt scientifique, il convient d'observer certaines précautions qui découlent justement d'une étude détaillée du phénomène de l'infiltration.

La vitesse apparente d'infiltration est très souvent la vitesse de l'eau superficielle à son arrivée au contact du sol : mais, dans le cas d'un ruissellement, ce n'est évidemment que la composante verticale de cette vitesse. Elle a une gamme de variations largement plus étendue que la vitesse apparente de filtration : l'infiltra-

bilité * est beaucoup plus variable que le degré de perméabilité de Müntz, Faure et Lainé. Notablement plus sensible aux conditions de mise en eau, elle présente en outre la particularité de dépendre de paramètres spéciaux que nous chercherons à préciser et à mesurer.

Principe général de la méthode

La méthode proposée consiste à relever, soit directement, soit indirectement, la courbe de variation de la hauteur d'eau infiltrée en fonction du temps, et à déduire de cette courbe, par mesure des pentes des tangentes, la courbe de variation de la vitesse d'infiltration en fonction de la hauteur d'eau infiltrée.

Pour que les mesures aient un sens, il faut reproduire sur un espace restreint les conditions d'hydrologie superficielle qui provoquent l'infiltration dont on se propose l'étude, et n'effectuer de mesures que dans la portion centrale de cet espace. S'il s'agit, par exemple, d'une rigole d'infiltration, on pourra la barrer par quatre tôles verticales délimitant un espace central de mesure et deux compartiments contigus destinés à éliminer les particularités marginales. Parfois, cependant, on pourra profiter d'une irrigation effective ou d'une pluie naturelle pour appliquer la méthode sans craindre le « champignonage » de l'eau infiltrée au droit de l'espace choisi pour les mesures.

Les deux courbes obtenues sont des courbes expérimentales dont les résultats sont directement exploitables sans étude théorique. La deuxième, c'est à dire la courbe de variation de la vitesse apparente d'infiltration en fonction de la hauteur d'eau infiltrée, met généralement mieux en lumière les caractères spéciaux de l'infiltration. Elle n'est cependant pas toujours indispensable : dans certains problèmes d'irrigation, par exemple, il s'agit parfois d'obtenir surtout la valeur moyenne de la vitesse apparente d'infiltration pour une dose d'arrosage préalablement fixée.

L'étude théorique permet d'apporter une base de comparaison pour l'examen critique des résultats expérimentaux. Elle permet en outre de concevoir de nouveaux procédés de mesure, d'effectuer des recoupements pour la détermination des paramètres et variables et en particulier de déduire d'une mesure d'*infiltration* la mesure de la vitesse apparente unitaire de *filtration*.

Classification des procédés de mesure

Nous distinguerons tout d'abord les procédés directs où la variation en fonction du temps de la hauteur d'eau infiltrée peut s'observer directement en mesurant une seule variation de niveau d'eau :

- charge superficielle constante,
- eau versée en une seule fois,
- pluie-limite ou seuil de ruissellement.

Puis les principaux procédés indirects, où la courbe d'infiltration se déduit d'autres courbes :

- débit constant sans ruissellement,
- débit constant avec ruissellement (infiltromètre à pluie),
- charge superficielle variant suivant une loi imposée,
- aiguille hydraulique de Porchet.

Cette énumération de quelques-uns des principaux procédés de mesure montre qu'ils se distinguent les uns des autres par les conditions de mise en eau. Il conviendra évidemment de choisir celui qui permettra de reproduire avec le plus de fidélité les conditions imposées par l'hydrologie superficielle, à moins que l'on ne veuille faire des recherches spéciales sur les variables et paramètres.

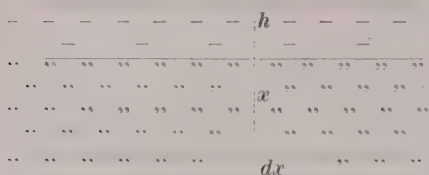
Variables et paramètres

L'interprétation des résultats expérimentaux est grandement facilitée par une

* Néologisme qui nous a été aimablement suggéré par M. le Président et par M. le Secrétaire du Comité Technique de la Société Hydrotechnique de France.

étude théorique qui, tout en restant une étude mineure, permet de mieux saisir le comportement des différents paramètres et variables.

Considérons le cas le plus simple d'une infiltration verticale en terrain filtrant homogène.



Soit, à l'instant t ,
 h l'épaisseur d'eau en surface,
 y la hauteur d'eau infiltrée,
 x l'épaisseur du terrain saturé,
 S la surface sur laquelle portent les mesures.

Soit dy la hauteur d'eau qui s'infiltré pendant le temps dt ; soit dx l'épaisseur supplémentaire de terrain saturée par dy .

Le volume d'eau Sdy prend la place d'un égal volume d'air $aSdx$, a exprimant la valeur relative de ce volume d'air déplacé ou proportion des vides accessibles à l'eau.

D'où l'importante relation : $dy/dt = a \cdot dx/dt$, qui relie la vitesse apparente d'infiltration dy/dt à la vitesse dx/dt , vitesse d'accroissement de l'épaisseur saturée ou vitesse du front de pénétration dans le sol.

La valeur moyenne de a pour l'épaisseur x est y/x . Dans ce rapport y est connu et x peut s'obtenir de différentes façons, par exemple en faisant un trou à la bêche dès la fin de l'infiltration de la hauteur d'eau y .

x peut également se déterminer à l'aiguille hydraulique de Porchet (tube de laiton pourvu d'une pointe conductrice isolée du tube, pile sèche et milliampèremètre en série) avec une précision de l'ordre du centimètre. On peut relever ainsi la courbe $x = F(t)$ en même temps que la courbe $y = f(t)$ et voir si a varie avec x .

Le coefficient a dépend des conditions initiales de tassement et d'humidité : l'humidité augmente généralement avec la profondeur tandis que le tassement peut être plus fort en surface ainsi qu'en dessous du niveau des labours pour les sols cultivés. Lorsque a est nul il n'y a plus infiltration mais filtration ; a ne dépasse qu'exceptionnellement 50 % : il faut pour cela un sol très ameubli et très sec.

Supposons un état initial où a a une valeur non nulle quelconque constante et supposons la loi de Darcy applicable.

$$\text{On a : } dy/dt = K \frac{h + x - b}{x} = K \frac{y - a(h - b)}{y}$$

K est le coefficient de filtration ou plutôt la vitesse apparente unitaire de filtration, fonction de l'état de tassement et de l'état de gonflement des colloïdes hydrophiles. K peut diminuer au cours d'une filtration de longue durée et sa variation peut, d'après Bourrier, atteindre 5 à 6/100; mais au cours d'une infiltration, il serait tout à fait exceptionnel d'avoir à tenir compte d'une variation de K .

b est un paramètre complexe : hauteur représentative d'une contre-pression, s'il est positif, ou d'une dépression, s'il est négatif, il exprime le fait que le front de l'eau infiltrée n'est généralement pas soumis exactement à la pression atmosphérique. L'air emprisonné sous l'eau qui s'infiltré peut exercer une contre-pression. Par contre, un terrain sec aspire l'eau : c'est la « force de succion » de Korneff, Bordas et Mathieu; l'eau interstitielle d'un terrain « ressuyé » est *statiquement* en dépression, conformément à la loi de Laplace, en fonction de la tension superficielle et de la courbure moyenne de la surface; ce sont des différences de dépression, souvent exprimées en différences de potentiel capillaire, qui permettent la diffusion capillaire d'eau liquide (Marc HALLAIRE) vers les zones les plus sèches, tandis que la diffusion de vapeur d'eau en sol meuble est pratiquement nulle; le maximum de récolte dans un terrain cultivé est obtenu, toutes choses égales d'ailleurs, lorsque la dépression mesurée au godet de poterie rempli d'eau (tensiomètre) reste comprise, quelle que soit sa valeur, entre 3 et 30 millimètres de mercure environ. Lors de l'infiltration, la dépression ne peut se manifester que si la vitesse dx/dt du front de l'eau infiltrée est très faible; or, au début de l'infiltration, le vitesse est relativement grande dans la traversée des couches les plus desséchées et, lorsque la vitesse diminue, il y a davantage d'air emprisonné : la contre-pression commence à intervenir. Avec des sols où la dépression

statique au tensiomètre était de l'ordre d'un à deux mètres d'eau, nous avons trouvé des valeurs négatives de b atteignant tout juste quelques centimètres. Avec des sols légèrement humides b , positif, valait à peu près le dixième de l'épaisseur saturée x ; dans certains sols très tassés (allées de jardins), nous avons constaté quelques anomalies probablement dues à des dépôts d'air discontinus. L'étude précise d'une ascension capillaire peut également renseigner sur le comportement de b , mais, en laboratoire.

Procédés directs

1) Charge superficielle constante

Ce procédé ne concerne pas forcément une infiltration verticale : il peut s'appliquer à l'étude de l'infiltration dans un canal à niveau constant. Nous l'avons utilisé pour mettre en évidence une variation de débit dans un trou de sondage en terrain sec, ce qui prouve que la « pente motrice » de Porchet n'y est pas constante. Cependant, il est surtout très pratique à utiliser pour l'infiltration verticale.

Il arrive parfois, au cours d'une submersion brusque ou d'un ruissellement, qu'un terrain soit tout à coup recouvert d'une épaisseur d'eau qui reste longtemps constante. Ce type d'infiltration (verticale s'il n'y a pas de nappe souterraine proche) peut s'étudier à l'aide d'un dispositif analogue à celui de Müntz, Faure et Lainé. Le flacon renversé peut être pourvu d'un flotteur relié à un fil sortant par le tube biseauté; le flacon renversé peut également être remplacé par un récipient ouvert débitant sur un flotteur à pointe. Ces deux dispositions permettent l'enregistrement.

Il est indispensable, si l'on ne veut pas obtenir une courbe erronée devenant trop vite rectiligne, d'adjoindre au cylindre de mesure un cylindre de garde concentrique, d'un diamètre au moins triple, où l'on maintiendra le même niveau constant. La quantité d'eau nécessaire pour l'ensemble des deux cylindres est de l'ordre de trois à vingt litres si l'on opère avec un cylindre de mesure de dix centimètres de diamètre où l'on cherche habituellement à faire infiltrer une dose d'arrosage de l'ordre de 250 à 2000 mètres cubes à l'hectare, autrement dit une hauteur d'eau de 25 à 200 millimètres. Le diamètre doit être plus grand si le terrain est fissuré; quel que soit le diamètre, il n'est pas nécessaire d'enfoncer le cylindre central de plus de deux à quatre centimètres si le sol n'est pas trop moulu, et le cylindre de garde de plus de trois à cinq centimètres si la charge constante ne dépasse pas trois à six centimètres. La courbe obtenue doit être indépendante du diamètre choisi.

Du fait de l'absence de cylindre de garde, le cylindre de Müntz devait être enfoncé davantage sans pouvoir éviter le champignonage de l'eau infiltrée; le degré Müntz de perméabilité est, ainsi, presque toujours plus fort que la vraie vitesse apparente finale d'infiltration, laquelle se confond, dans ce procédé, avec la vitesse apparente unitaire de filtration K de Darcy.

On a en effet, si la charge superficielle h est constante, une vitesse apparente d'infiltration v_i telle que :

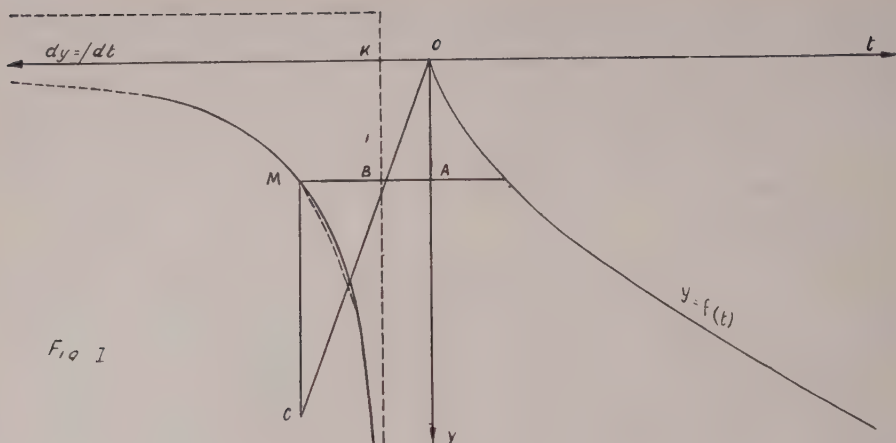
$$v_i = dy/dt = K + K \frac{a(h-b)}{y}$$
 dont la valeur finale est la vitesse apparente unitaire de filtration K , puisque $\frac{a(h-b)}{y}$ devient négligeable lorsque y augmente

La courbe expérimentale de variation de dy/dt ayant été tracée d'après $y = f(t)$, il est commode, lorsqu'elle ressemble à une hyperbole (terrain homogène), de la recopier sur papier calque, ainsi que ses axes de coordonnées, pour déterminer la valeur asymptotique K avec plus de précision. Il suffit en effet de retourner le papier calque et d'essayer de faire coïncider la courbe retournée avec la courbe initiale tout en maintenant les axes retournés perpendiculaires à ceux sur lesquels ils ont été calqués.

Il est facile ensuite de déterminer b si a n'a pas une valeur trop petite. Soit M un point de la courbe, avec $OA = y$ et $AM = dy/dt$.

AM rencontre $dy/dt = K$ en B et l'on a : $AM = AB + BM = K + K \frac{a(h-b)}{y}$
Joignons OB et prolongeons jusqu'en C sur la parallèle à OA menée par M
On a : $MC = a(h-b)$, d'où b , puisque l'on connaît h et a .

Lorsque la nature du terrain ne permet pas une mesure facile de a , une variante pratique consiste à porter brusquement la charge superficielle de la valeur h_1 à une valeur supérieure h_2 qui peut être choisie égale au double de h_1 . La courbe d'infil-



tration présente une brusque variation de pente qui est égale au produit $Ka \frac{h_2 - h_1}{y}$ d'où l'on tire a , avec, évidemment moins de précision que par mesure à la bêche ou à l'aiguille hydraulique.

Remarquons en outre qu'on peut donner brusquement à h une valeur négative qui peut être maintenue constante; cela peut présenter de l'intérêt pour certaines recherches sur le comportement de b ; il suffit de faire une alimentation par pointeaux et flotteurs, de coiffer l'ensemble des deux cylindres d'un seul couvercle étanche et d'établir au-dessus de l'eau superficielle une dépression constante de hauteur représentative supérieure à h .

La courbe théorique : $v_i = K + K \frac{a(h-b)}{y}$ est d'autant plus éloignée de la valeur limite $v_i = K$ que le dernier terme est plus important. D'où l'intérêt, pour la recherche de K d'opérer, comme le faisait Muntz, à charge aussi faible que les mottes ou les cailloux de surface le permettent : il n'est pratiquement guère possible de descendre à une valeur de h inférieure à deux ou trois centimètres. Il peut cependant être nécessaire, pour aller plus vite en terrain peu perméable, d'augmenter h , ainsi que le préconise Plaisance pour certaines recherches en forêt : en terrain argileux K peut rester longtemps négligeable devant $K \frac{a(h-b)}{y}$; la vitesse apparente d'infiltration ne se stabilise pas, ce qui peut notamment se vérifier sur les courbes expérimentales obtenues par Gino Passerini avec les argiles pliocènes; la présente méthode facilite alors l'interprétation des résultats expérimentaux.

Quel que soit le terrain, il n'y a pas à considérer une première phase dite d'imbibition, suivie d'une deuxième dite de percolation, ainsi que certains pédologues et agronomes l'ont suggéré dans leurs recherches sur la perméabilité des sols : les deux phénomènes sont simultanés. L'eau qui progresse en prenant la place de l'air à la base de la couche de terrain qu'elle vient de saturer fournit à la fois de l'eau qui va devenir immobile ou de vitesse négligeable (eau d'imbibition) et de l'eau qui va continuer la progression (eau de percolation). A l'imbibition relativement rapide des interstices s'ajoute l'imbibition interne des éléments végétaux desséchés et des colloïdes hydrophiles (humus, argile) ainsi que l'action physico-chimique de certaines eaux salines, qui font évoluer à la longue le paramètre K et aggravent les effets d'un tassement.

Cette évolution est habituellement lente et le paramètre K peut presque toujours être considéré comme constant pendant toute la durée d'une mesure d'infiltration. De nombreux moyens de recoupement (plusieurs essais avec des charges superficielles différentes sur le même terrain, emploi de plusieurs procédés, mesure précise de a à l'aiguille hydraulique, etc.) permettent de rechercher les causes d'anomalies éventuelles.

Si a et K peuvent être supposés constants et b constant ou négligeable, on a d'après l'expression ci-dessus de v_i :

$$y = Kt + a(h - b) \log_e \frac{y + a(h - b)}{a(h - b)}$$

et, si K est négligeable devant $Ka(h - b)/y$ (terrains argileux) :

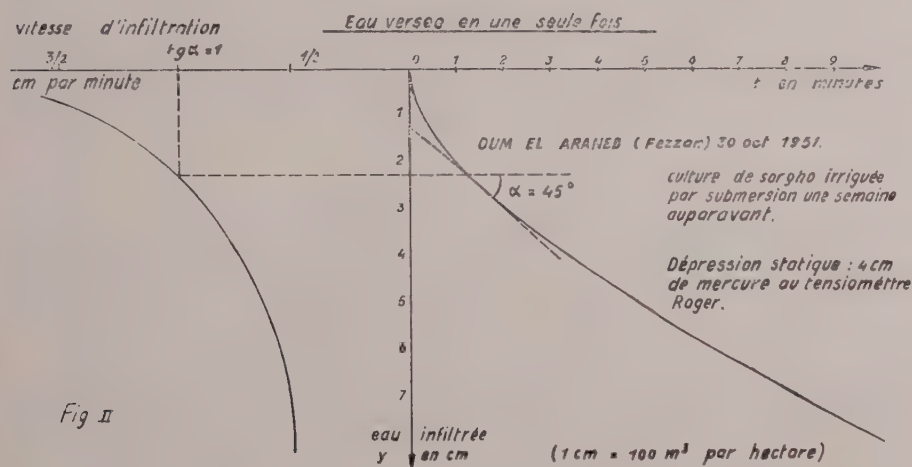
$$y^2 = 2Ka(h - b)t$$

Ces expressions ont pour principal mérite d'offrir une base de comparaison aux études expérimentales; elles sont utiles également lors de l'emploi simultané de plusieurs procédés de mesure sur un même terrain, mais il est souvent plus simple d'avoir recours à l'expression de la vitesse apparente d'infiltration v_i .

2) Eau versée rapidement, en une seule fois ou en plusieurs fois

Comme le précédent, ce procédé peut s'utiliser aussi bien pour une infiltration verticale, avec deux cylindres concentriques, que pour une rigole, un canal ou un trou de sondage.

Müntz a utilisé ce procédé en 1905, au début de ses recherches (cylindre de Heinrich, de 25 cm de diamètre, de 22 cm de hauteur et enfoncé dans le sol de 7 cm, sans cylindre de garde : Wolny, 1886) et, assez souvent, il remplissait le cylindre à plusieurs reprises.



C'est probablement le procédé qui demande le moins de matériel de mesure. Il est tout indiqué pour étudier l'infiltration dans un bassin de submersion rempli en un temps très court et qu'on cesse aussitôt d'alimenter. La hauteur d'eau infiltrée est égale, dans ces conditions, à l'abaissement du niveau de l'eau superficielle. La courbe $y = f(t)$ est plus incurvée qu'à charge superficielle constante.

On a ici :

$$y = h_0 - h$$

d'où :

$$\frac{dy}{dt} = K(1 - \frac{a}{y}) + \frac{Ka(h_0 - b)}{y}$$

La valeur finale n'est plus K , mais $K - Ka$. Le procédé graphique précédent, au lieu de donner $MC = a(h - b)$ donne à présent :

$$MC = a(h_0 - b)/(1 - a).$$

La valeur de Ka peut également s'obtenir, en cas de besoin, d'après une variante, comme dans le premier procédé : il suffit ici de verser à nouveau de l'eau pour rétablir brusquement la charge superficielle initiale h_0 avant que h ne devienne nul : la pente de la courbe d'infiltration $y = f(t)$ augmente brusquement de la valeur Ka : elle ne varie pas si a est très petit (terrain humide ou très tassé).

On a en effet, au temps t_1 , une hauteur d'eau infiltrée y_1 , une épaisseur de terre saturée x_1 , telle que $y_1/x_1 = a$ et une vitesse apparente d'infiltration

$$v_1 = K \frac{h + x_1 - b}{x_1} \quad \text{où } h = h_0 - y_1$$

puis, brusquement, la vitesse apparente d'infiltration devient :

$$v_2 = K \frac{h_0 + x_1 - b}{x_1} \quad \text{D'où : } v_2 - v_1 = K \frac{y_1}{x_1} = Ka$$

Signalons en outre l'expression de y , bien qu'elle présente moins d'intérêt à notre avis, que celle de dy/dt :

$$y = K(1-a)t + \frac{a(h_0-b)}{1-a} \log_e \frac{y + \frac{a}{1-a}(h_0-b)}{\frac{a}{1-a}(h_0-b)}$$

ainsi que celle de la durée totale d'infiltration de la hauteur d'eau h_0 ou « Sickerzeit » de Heinrich :

$$T = \frac{h_0}{K(1-a)} - \frac{a}{K(1-a)^2} \cdot (h_0-b) \log_e \frac{h_0-ab}{a(h_0-b)}$$

Dans ce procédé l'influence de a est particulièrement sensible. Les aberrations de la courbe expérimentale de variation de $v_i = dy/dt$, en fonction de y , par rapport à l'hyperbole équilatère théorique se rencontrent notamment après une période de pluies persistantes parce que l'égouttage ou « ressuyage » du sol est en cours : la teneur en air va en diminuant à partir de la surface. Il en est de même en région sèche ou en saison sèche après des irrigations en terrain mal assaini, la dessiccation du sol pouvant alors être limitée à une couche superficielle.

3) Pluie-limite ou seuil de ruissellement

Si un terrain est arrosé par une pluie intense, l'eau n'est pas absorbée à mesure, il y a subsomersion ou ruissellement, tandis que si la pluie est suffisamment faible l'eau disparaît entièrement. Il y a donc un débit-limite, un seuil de ruissellement qui n'est pas forcément le même au début de la pluie et à la fin, même si la pluie ne tasse pas le sol, et qui dépend aussi de la pente du terrain et de la nature de la surface.

En dessous de cette valeur limite la pluie peut s'infiltrer sans saturer le sol : c'est un drainage naturel ou « ressuyage », sorte de micro-ruissellement interne, plus ou moins intense selon que la pluie est plus ou moins voisine de la pluie-limite.

Il n'est plus nécessaire de matérialiser ici un espace central de mesure et un espace de garde : il suffit d'arroser uniformément une surface de quelques décimètres carrés (ou de plus d'un mètre carré si le terrain est moyennement fissuré) au débit le plus fort qui s'infiltré partout au fur et à mesure, c'est à dire sans charge superficielle, et de relever la courbe de l'eau consommée, en fonction du temps.

La courbe obtenue est généralement beaucoup moins incurvée que les deux précédentes, mais son relevé demande une certaine habileté et la précision n'est plus la même.

Si h est constamment nul, on a en effet : $dy/dt = K - K \cdot ab/y$.

La vitesse d'infiltration est, au début, supérieure à K si b est négatif : c'est le cas d'un terrain sec, pas trop tassé, où l'infiltration n'est pas trop rapide. Elle peut devenir inférieure à K si l'air emprisonné par l'eau infiltrée s'échappe difficilement.

Dans le cas d'une superposition de terrain différents, par exemple dans le cas d'une croûte superficielle plus compacte, l'étude analytique peut se faire facilement par tranches ayant une série de valeurs de K et parfois aussi de a différentes.

Procédés indirects

A) Débit constant sans ruissellement

Ce procédé est, comme les deux premiers procédés directs, applicable aux terrains plats, et il fait appel comme eux à deux cylindres concentriques, enfoncés de quelques centimètres dans le sol.

Le cylindre de mesure est alimenté ici avec un débit constant connu, supérieur

au débit maximum de la pluie-limite, et le cylindre de garde est alimenté de façon à y obtenir le même niveau croissant que dans le cylindre de mesure.

L'eau infiltrée est déterminée par la différence entre l'eau fournie pour l'alimentation et l'eau superficielle, de hauteur croissante h .

Ce procédé concerne tout particulièrement l'étude des irrigations humectantes par submersion. Il ne peut généralement pas être utilisé pour les submersions de longue durée (irrigations de pariries permanentes, submersions de vignes, dessalages, rizières, etc.) où il faut faire des mesures pendant la submersion effective de tout le terrain car les filets liquides ne restent pas verticaux.

L'étude théorique fournit facilement une base de comparaison relativement simple puisqu'elle aboutit à une fonction linéaire du temps pour la hauteur d'eau infiltrée, c'est à dire à une vitesse apparente d'infiltration constante.

Soit : $dz/dt = V$ la vitesse constante d'alimentation, supérieure à $K - K.ab/y$, quel que soit y .

La vitesse apparente d'infiltration est : $dy/dt = v_i$ et l'on a :

$$dz = dy + dh \text{ ainsi que } z = y + h.$$

Ecrivons, comme pour les premiers procédés : $dy/dt = K(h + x - b)/x$ avec $y = ax$. Il en résulte une équation différentielle du premier ordre avec une intégrale singulière montrant que la vitesse apparente de filtration est constante.

Son expression peut aussi s'obtenir en cherchant la condition nécessaire pour que la vitesse d'infiltration v_i soit constante : puisque $ax = v_i t$ on a $h = v_i t \frac{v_i - K}{aK} + b$ fonction linéaire du temps si b est soit constant, soit négligeable, soit proportionnel à x ; cette dernière condition peut généralement être admise lorsque b est positif et l'une des deux autres peut l'être lorsqu'il est négatif.

Nous avons de plus : $z = y + h = \frac{v_i}{Ka}(v_i + Ka - K)t + b$, autre fonction linéaire du temps qui conduit à la condition nécessaire d'une vitesse d'alimentation constante V telle que :

$$V = \frac{v_i}{Ka}(v_i + Ka - K)$$

Or beaucoup d'ouvrages classiques indiquent que la vitesse d'infiltration est constante et égale à K dans la submersion et que, dans la première phase de la submersion $dh/dt = V - K$, ce qui n'est conforme ni à l'expérience, ni à la théorie sommaire ci-dessus appliquant simplement la loi de Darcy.

B) Débit constant avec ruissellement : infiltromètre à pluie

Divers expérimentateurs, en Nouvelle-Zélande et aux Etats-Unis notamment, pour les études relatives à la conservation des sols (lutte contre l'érosion) se sont proposés de chercher la variation du débit d'infiltration en arrosant le terrain par une pluie à débit constant qui provoque un ruissellement.

D. J. Nordbye et D. A. Campbell ont réalisé cette alimentation sous charge d'eau constante à l'aide du « North Folk Constant Head Infiltrometer », pourvu d'un jeu de quatre becs d'arrosage, disposés suivant une horizontale à la base d'une surface rectangulaire arrosée de 31 cm sur 76 (12 pouces sur 30). Des cloisons latérales, enfoncées de quelques centimètres délimitaient seulement les grands côtés.

Ils ont obtenu le débit infiltré par différence entre le débit constant d'alimentation et le débit du ruissellement. Ce dernier a été mesuré en recueillant l'eau dans un récipient affleurant le sol, le bord de la fouille étant rendu étanche au moyen de saindoux ou de graisse molle. L'ensemble était protégé du vent par une tente.

Six diagrammes montrant la variation rapide en fonction du temps de la vitesse d'infiltration ont été présentés à l'Assemblée Générale de Bruxelles de l'Association Internationale d'Hydrologie scientifique en 1951. Ils offrent un moyen quantitatif de comparaison de différents états de surface d'un même terrain au point de vue de l'infiltration et mettent notamment en évidence l'action néfaste du compactage du sol par les troupeaux ou par le piétinement d'ouvriers agricoles (perchis de manuka).

Lloyd L. Harold de l'Etat d'Ohio (USA) a cherché de la même façon l'influence du colmatage superficiel du sol par l'action dynamique et physico-chimique des eaux d'orage; l'influence est évaluée par comparaison avec des courbes-types de variation de la vitesse d'infiltration en fonction du temps pour divers états de sécheresse du

sol. Il n'a toutefois pas opéré à débit constant mais avec divers régimes artificiels ou naturels de pluie.

Au cours de ces diverses mesures le sol se recouvre d'une épaisseur d'eau de ruissellement qui augmente d'amont en aval et en fonction du temps. La vitesse de ruissellement est sensiblement proportionnelle, en chaque point du terrain, à cette épaisseur d'eau et la vitesse apparente d'infiltration en est fonction également conformément à la loi de Darcy.

Il en résulte que la forme de la courbe globale d'infiltration dépend de la longueur du ruissellement et de l'importance relative du ruissellement. La valeur scientifique des mesures pourrait être augmentée par une étude du ruissellement et par la détermination, en différents points du terrain arrosé, de la variation de l'épaisseur saturée x en fonction du temps.

C) Charge superficielle variant suivant une loi imposée

On cherche ici à reproduire sur un espace restreint, pour l'observer quantitativement, une infiltration pour laquelle on connaît la variation de la charge superficielle en fonction du temps. Il n'est pas nécessaire de connaître d'avance cette variation.

Supposons, par exemple, que l'on veuille relever la courbe d'infiltration en un point d'une planche ou calant provençal, au cours d'une irrigation par ruissellement; cette mesure, effectuée tous les vingt mètres, fournira une appréciation quantitative de la qualité de ce mode d'irrigation et permettra de choisir la longueur de la planche d'une manière plus logique que par simple détermination du temps de mise en eau.

Enfonçons de quelques centimètres un cylindre d'un à deux décimètres de diamètre, sans cylindre de garde. Lorsque l'eau de ruissellement arrive aux abords extérieurs du cylindre, alimentons l'intérieur de façon à y installer à tout instant la même charge superficielle variable h que celle constatée à l'extérieur.

La hauteur d'eau infiltrée s'obtient par la différence de z , eau d'alimentation, et de h , charge superficielle; il est commode d'avoir recours à l'enregistrement mécanique.

Une complication provient du fait qu'à partir d'un certain moment l'eau baissera plus vite à l'extérieur du cylindre qu'à l'intérieur si l'on ne prend pas soin d'enlever de l'eau en mesurant en fonction du temps les quantités enlevées. Cette complication peut être évitée par l'emploi du procédé suivant.

D) Aiguille hydraulique de Porchet

Faisons, avant le ruissellement et en un point voisin de chaque point de mesure choisi, un essai d'infiltration par l'un des deux premiers procédés directs. En même temps que $y = f(t)$, courbe d'infiltration, relevons à l'aiguille hydraulique, sur le pourtour extérieur du cylindre de mesure, dans la partie la plus centrale de l'espace de garde, la courbe de variation de l'épaisseur x saturée en fonction du temps. Nous aurons ainsi la variation de a en fonction de x .

Il suffira ensuite de relever la variation de x en fonction du temps, à l'aiguille hydraulique, pendant l'infiltration réelle pour avoir la variation cherchée de y en fonction du temps. Mais, en vue d'une meilleure étude critique des courbes relatives aux divers points de mesure il conviendra de relever en outre la variation de la charge superficielle h en fonction du temps.

Le procédé est applicable, comme le précédent, d'une manière très générale, à condition que le terrain soit meuble et que l'aiguille n'ait pas à être enfoncée de plus d'une soixantaine de centimètres.

Prenons l'exemple de l'irrigation par infiltration superficielle à la raie. Il est très facile, à l'aiguille hydraulique, de relever des profils en travers de la zone de terrain saturée, tous les vingt mètres à partir de l'origine d'une raie en cours d'irrigation et à intervalles de temps réguliers, dont le choix dépend de la vitesse d'infiltration.

Pour connaître la variation de la quantité d'eau infiltrée en fonction du temps en chacun de ces points il faudrait connaître en outre la valeur de a en tout point de chacun des profils en travers. Le problème paraît beaucoup plus compliqué qu'il n'est en réalité.

Au lieu des deux cylindres concentriques utilisons pour l'essai préalable quatre tôles barrant une raie située à quelques mètres de celle où l'on observera l'irrigation réelle. Nous délimitons un espace central de mesure et deux espaces de garde que nous alimentons par exemple à niveau constant; toutes les cinq minutes ou tous les quarts d'heure selon le terrain nous relevons un profil en travers à l'aiguille hydrau-

lique, d'où la relation cherchée entre la quantité d'eau infiltrée et le volume de terrain saturé. Il faut, bien entendu, opérer ainsi tous les vingt mètres à partir de l'origine de la raie si les futurs profils en travers de mesure doivent être espacés de vingt mètres.

Conclusions

L'infiltration peut se déterminer quantitativement d'une manière très précise à condition de reproduire fidèlement les conditions hydrologiques superficielles qui la provoquent.

Toute une gamme de procédés, dont le choix n'est pas indifférent, peuvent en permettre l'étude sur le terrain en un temps généralement assez court.

Il convient d'éviter les mesures globales portant sur une trop grande surface lorsque la charge d'eau superficielle n'y est pas uniforme.

Bien que l'étude théorique n'ait pas à prendre le pas sur l'étude expérimentale, elle suggère les précautions essentielles à observer pour que les mesures soient comparables et présentent un intérêt scientifique. Elle indique le mécanisme de l'infiltration en précisant les principaux paramètres qui entrent en jeu; parmi ceux-ci, la vitesse apparente de filtration K peut très souvent se déterminer d'après des mesures d'infiltration, tandis que la vitesse apparente d'infiltration ne peut s'obtenir par une mesure de filtration, surtout si cette dernière est effectuée en laboratoire.

Paris, le 28 mars 1954.

BIBLIOGRAPHIE

- BLANEY et CRIDDLE. Détermination des besoins en eau dans un périmètre d'irrigation. *Résumé dans bull. n° 4 du Ministère de la France d'Outre-Mer : Utilisation et contrôle des eaux aux Etats-Unis.*
- Jean BORDAS et Gaston MATHIEU. Irrigation souterraine. *Ann. Sc. Agr.* mars-avril, 1940.
- J. BOURRIER. De quelques extensions de la loi de Darcy. *Ann. Génie rural* 1949.
- MAX BREITENODER. *Ebene Grundwasserströmungen mit freier Oberfläche*, Berlin 1942.
- Gaston CHEVALIER. Agrogologie et irrigations. *Revue française de l'oranger*, N° 213, août 1950, Casablanca (Maroc).
- Jules CREVAT. *Les conditions d'irrigation rationnelle*. Paris, 1907.
- Jules CREVAT. *Théorie de l'irrigation des prairies par ruissellement*. Lyon 1914.
- Wayne D. CRIDDLE. Méthode de détermination sur le terrain de la longueur des raies d'arrosage. Traduction avec compte-rendu d'essais dans : *Exemplaire N° 1 des Cahiers du Centre de Recherches et d'Expérimentation du Génie rural de Rabat* (Maroc).
- Piero GIUDICI. Problemi relativi all'irrigazione per sommersione. *Annali della Facoltà di Agraria*, Pisa, 1950.
- H. GREENE. Utilisation des terres salines. *Etude agricole O. A. A. (FAO) N° 3*, Washington-Rome, décembre 1948.
- Yngve GUSTAFSSON. Untersuchungen über die Strömungsverhältnisse in gedräntem Boden. *Acta agriculturae suecana. Royal swedish academy of agriculture*, Stockholm 1946.
- Lloyd L. HARROLD (of Coshocton, Ohio, USA). Infiltration as affected by surface sealing. *Ass. int. hyd. scient. Assemblée générale de Bruxelles*, 1951.
- Léon LASSEN et Howard W. LULL (USA). Infiltration and the use of the infiltrometer. *Ass. int. hyd. scient. Assemblée générale de Bruxelles*, 1951.
- Leonard, SCHIFF (USA). Infiltration. A tool for the evaluation of the effect of land use on surface run-off. *Idem*, Bruxelles, 1951.
- James C. MARR. The border method of irrigation (Université de Californie). Traduction dans : *Brochure N° 1*, mars 1953, du Centre de recherches et d'expérimentation du Génie rural. Rabat (Maroc).
- A. MUNTZ, L. FAURE et E. LAINE. *Ann. hydraulique Ministère de l'Agriculture*, fasc. 33, 1905; fasc. 36 bis, 1907; et MUNTZ et LAINE, fasc. 44, 1912.
- D. J. NORDBYE et D. A. CAMPBELL. Preliminary infiltration investigations in New Zealand. *Ass. int. hyd. scient. Assemblée générale de Bruxelles*, 1951.
- Gino PASSERINI. *La degradazione delle argille plioceniche*. Rome, 1934.

- Gino PASSERINI. *Dinamismo strutturale del suolo per azioni idro-molecolari*. Florence 1941.
- Georges PLAISANCE. (Ing. des Eaux et Forêts à Dôle, Jura) *Comptes-rendus de recherches hydrologiques et pédologiques en forêt de Chaux*, 1950 et 51.
- Raoul PIOGER. Contribution à l'étude des sols en vue de l'irrigation. *Annales de l'Ecole nat. d'Agriculture de Grignon*. Série 3, tome IV, 1944.
- Marcel PORCHET. Etude sur l'écoulement souterrain des eaux. Thèse de doctorat. *Annales des eaux et du génie rural*. Minist. Agric. Paris, 1923.
- Marcel PORCHET. Note sur l'aiguille hydraulique. *Ann. eaux et G. R.* fasc. 64, 1935.
- Guido di RICCO. *L'irrigazione dei terreni* (terza ed.) Bologna, 1948.
- J. TIXERONT, E. BERKALOFF et H. FINIELZ. L'utilisation des eaux salées en Tunisie. *Direction des Travaux publics*, Tunis, 1953.
- F. J. VEIHMEYER, A. H. HENDRICKSON. Essentials of Irrigation and Cultivation of Orchards. *Circular 50 — California Agricultural Extension Service*, revised March 1950.
-

ETUDE DES FACTEURS QUI DETERMINENT LE COMPORTEMENT D'UNE NAPPE PHREATIQUE LORS D'UNE REALIMENTATION

par

Georges SCHNEEBELI

Ingénieur au Service des Etudes et Recherches Hydrauliques
d'Electricité de France

Résumé

Le comportement de la nappe est déduit des lois théoriques régissant le mouvement de l'eau souterraine. La « vitesse de réaction » qui donne une idée de ce comportement, dépend, d'une part des caractéristiques hydrauliques du terrain aquifère : la perméabilité et la porosité effective — et d'autre part, des facteurs géométriques qui interviennent sous la forme d'une fonction d'amortissement.

Après une rapide énumération de quelques méthodes de mesure du coefficient K/ε du terrain, l'auteur signale la possibilité d'utiliser des modèles électriques pour la détermination de la vitesse de réaction de la nappe. Ces modèles peuvent par ailleurs donner une représentation analogique de l'ensemble du phénomène de la réalimentation, et permettent l'étude détaillée du comportement de la nappe.

Il résulte de ce mémoire que la théorie de la réalimentation est assez avancée. Mais elle doit être maniée avec circonspection, car elle implique une schématisation basée sur une reconnaissance toujours imparfaite de la nappe.

* * *

La réalimentation d'une nappe phréatique est une opération qui consiste à injecter dans cette nappe un certain débit d'eau. Son but est de provoquer le relèvement du niveau de la totalité ou d'une partie de cette nappe. Le problème semble donc se poser sur les deux plans : débits et relèvements. Mais en fait la question intéressante est celle des relèvements. Bien entendu, pour obtenir les relèvements désirés en un temps donné, il faudra injecter durant ce temps le volume d'eau correspondant. Le débit a donc son importance, mais il n'interviendra dans le problème que comme une condition nécessaire pour obtenir une surcharge donnée sur les ouvrages d'injections.

Dans cette étude, nous avons essayé de présenter une théorie complète et cohérente de la réalimentation et d'en dégager les principaux facteurs qui conditionnent le comportement de la nappe. Qu'il nous soit permis, avant d'aborder ce sujet, de faire quelques remarques d'un ordre un peu plus général puisqu'elles s'appliquent à tous les problèmes d'hydraulique souterraine : Il y a deux façons de voir ces problèmes qui sont, à notre avis, également dangereuses. La première est centrée sur les difficultés que l'on doit normalement rencontrer en s'attaquant à l'étude d'un milieu aussi complexe que le terrain naturel. Elle rejette toute théorie qui n'est pas élémentaire et conduit à un empirisme reposant souvent sur des principes douteux. La seconde, au contraire, axée sur des développements mathématiques raffinés, fait perdre de vue les hypothèses de base qui sont rarement, sinon jamais, satisfaites intégralement par la nature. Adopter la première attitude consiste à nier simplement toute possibilité de progrès, car sans une théorie on ne parvient pas à la compréhension des phénomènes. Abdérer à la seconde, équivaut à s'isoler des problèmes réels.

C'est donc bien dans une voie moyenne qu'il faut s'engager. Tout en admettant que les phénomènes réels sont complexes et ne se laissent pas enfermer dans un schéma théorique, on peut cependant supposer que, dans une certaine mesure, il se rapprochent d'un tel schéma. Ainsi pourra-t-on faire correspondre à un terrain aquifère réel, hétérogène par nature, un schéma homogène et isotrope, homogène et anisotrope ou encore un schéma un peu plus complexe comportant des zones homogènes de caractéristiques différentes. Cette schématisation permettra, d'établir une théorie dont l'exploitation sera fructueuse dans la mesure où l'on n'oubliera pas ses limitations inhérentes.

Lois théoriques du mouvement de l'Eau souterraine

Nous rappellerons rapidement ces lois qui sont bien connues.

La loi de DARCY exprime la relation qui existe entre les vitesses et les pertes de charge. Dans le cas d'un milieu isotrope saturé d'eau, elle peut s'écrire en utilisant les notations vectorielles :

$$\bar{V} = -K \overline{\text{grad } \varphi} \quad (1)$$

V est la vitesse de filtration. Sa composante selon une direction \bar{n} est égale, par définition, au débit qui traverse l'unité de surface brute de normale \bar{n} .

$\varphi = P/\gamma + z$ est la charge hydraulique dont la partie cinétique est négligeable. K est le coefficient de perméabilité du terrain relatif à l'eau.

Le continuité de l'écoulement s'exprime à l'intérieur de la nappe par l'équation

$$\text{div. } V = 0 \quad (2)$$

et sur la surface libre par

$$V_n = \varepsilon \frac{dn}{dt} \quad (3)$$

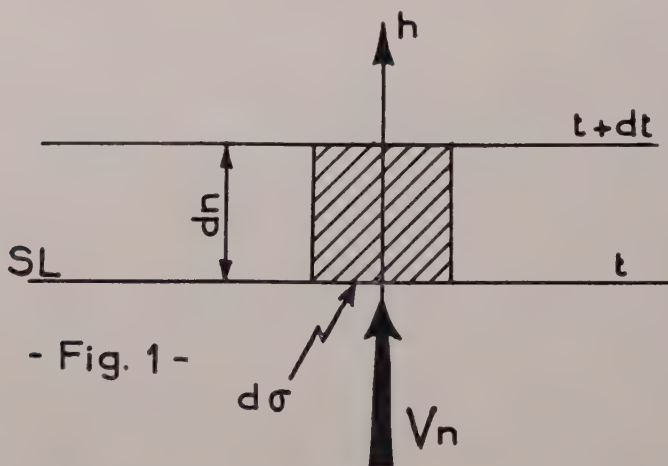
où :

V_n est la composante de la vitesse de filtration selon la normale n à la surface libre.

$\frac{dn}{dt}$ la vitesse de déplacement de cette surface perpendiculairement à elle-même,

ε la porosité effective du milieu poreux.

On obtient l'équation (3) en écrivant que le volume des vides balayé par la surface libre dans son déplacement (hachuré sur le fig. 1) est égal au débit ayant traversé l'élément de surface $d\sigma$ pendant le temps considéré.



- Fig. 1 -

Les équations (1), (2) et (3) contiennent tous les éléments de la théorie du mouvement d'une nappe souterraine à surface libre dans un terrain homogène isotrope. Il suffira de les compléter dans chaque cas d'espèce par les conditions aux limites.

En appliquant l'opération divergence aux vecteurs de l'équation (1), on voit que le premier membre s'annule en vertu de (2) et que cette équation devient :

$$\Delta\varphi = 0 \quad (4)$$

On obtient ainsi le résultat bien connu : φ est un potentiel harmonique.

Lorsque l'on a affaire à des zones de perméabilités différentes, les lois précédentes s'appliquent séparément à chaque zone. Sur les surfaces de séparation des conditions aux limites expriment la continuité du débit et de la charge. Il y aura en général réfraction des lignes de courant et des équipotentielles.

Enfin, si le terrain aquifère est anisotrope, la perméabilité relative sera un tenseur

symétrique. L'équation (1) ne change pas de forme, si on tient compte de ce fait. φ n'est plus un potentiel harmonique et les lignes de courant ne sont plus normales aux lignes d'égale charge. La théorie n'est cependant pas plus difficile que dans le cas d'un milieu isotrope auquel on peut toujours se ramener par un changement de coordonnées.

Application au problème de la réalimentation d'une nappe

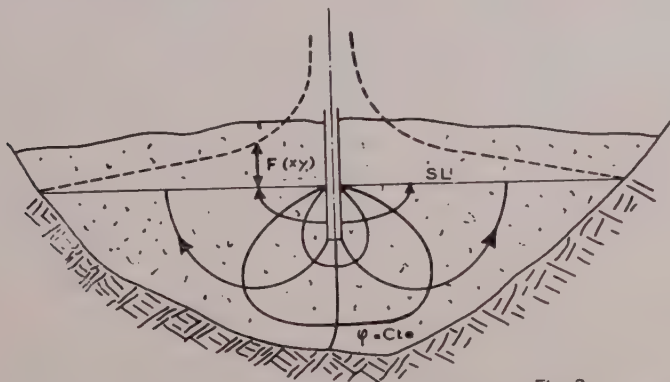
Le fait que les pentes de la surface libre d'une nappe phréatique restent généralement faibles permet de simplifier notablement la théorie. On peut alors admettre que, dans l'équation (3), V_n est sensiblement égal à la composante verticale w de la vitesse de filtration, et que $\frac{dn}{dt}$ représente la vitesse de déplacement vertical de la surface libre (*). En appelant h la cote de la surface libre comptée à partir d'un plan de référence horizontal, on peut alors écrire :

$$w = \varepsilon \frac{\partial h}{\partial t}$$

et en tenant compte de l'équation (1) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = - \frac{K}{\varepsilon} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (5)$$

On voit que la vitesse de remontée de la nappe est proportionnelle au gradient vertical de la charge hydraulique. Par ailleurs, la répartition de la charge est entièrement déterminée à chaque instant par l'équation (4) et les conditions aux limites particulières à chaque cas d'espèce.



- Fig. 2 -

Considérons par exemple le cas schématisé de la figure 2. La nappe est horizontale dans son état initial. Le dispositif de réalimentation est un puits d'injection. On établit dans ce puits une surélévation h_i qu'on maintient par la suite. Les conditions aux limites à l'instant initial sont :

$$\varphi = h_i \text{ sur la paroi du puits}$$

$$\varphi = h = 0 \text{ sur la surface de la nappe}$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial n} = 0 \text{ sur les surfaces de séparation du terrain aquifère et du substratum imperméable.}$$

(*) Lorsque cette hypothèse n'est pas légitime, ce qui arrive à proximité immédiate des ouvrages d'injection, et dans le cas d'une très forte anisotropie, il faut tenir compte également de la vitesse horizontale. Ceci introduit une complication supplémentaire qui ne modifie cependant pas l'essentiel de ce qui suit.

Voir : SCHNEEBELI et HUARD DE LA MARRE : Nouvelles méthodes de calcul pratique des écoulements de filtration non permanents à surface libre. (Mémoire présenté au Comité Technique de la S. H. F. — *La Houille Blanche*, N° spécial B/1953).

Jointes à l'équation (4) elles déterminent la fonction φ à l'instant $t = 0$ de façon univoque.

φ sera de la forme :

$$\varphi = h_i f(x, y, z)$$

et sa dérivée verticale sur la surface libre :

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = h_i \left(\frac{\partial f}{\partial z} \right)_{SL} = -h_i F(x, y)$$

F est une fonction qui ne dépend que de la forme de la couche aquifère et du dispositif de réalimentation.

La vitesse de remontée initiale de la nappe s'obtiendra en introduisant la valeur précédente de la dérivée verticale dans l'équation (5)

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\varepsilon} h_i F(x, y) \quad (6)$$

Au bout d'un temps t quelconque, la surface de la nappe sera remontée à h_t . La condition pour φ sur cette surface sera :

$$\varphi = h_t \text{ à l'instant } t$$

Cette modification d'une limite de l'écoulement et de la condition qui y règne entrainera une modification de la répartition de la charge, du gradient vertical $\partial \varphi / \partial z$ et, partant, de la vitesse de remontée de la nappe.

On peut décrire le mécanisme de la réalimentation de la façon suivante :

A chaque instant la répartition de la charge, qui est un potentiel harmonique, dépend des conditions aux limites. A une répartition donnée correspond un champ de vecteurs-vitesse. La surface libre de la nappe se déplace sous l'effet des vitesses verticales. Si, à l'instant initial, la nappe est au repos, cet équilibre est rompu dès que l'on applique la surcharge h_i à l'ouvrage de réalimentation. Un champ de vitesse s'établit aussitôt et la surface libre se met en mouvement. Le potentiel imposé sur cette surface par la condition que la pression y est nulle (pression atmosphérique) change au fur et à mesure qu'elle se déplace. Ceci modifie peu à peu le champ initial des vitesses et par conséquent le mouvement de la surface libre.

Le phénomène essentiel de la réalimentation qu'il importe de bien comprendre est la création d'un champ de vitesses par l'imposition d'une surcharge aux ouvrages d'injection. La surface libre se déplace sous l'effet de ce champ de vitesses qui s'étend à tout le volume de la nappe *. Ceci explique que la nappe réagit en un point donné bien avant que l'eau injectée n'ait pu l'atteindre. On peut montrer ceci sur le modèle schématique d'une nappe réalisée dans un canal vitré, en utilisant pour l'injection de l'eau colorée. La figure 3 montre les positions successives de la surface libre et du front de l'eau injectée obtenues sur un tel modèle.

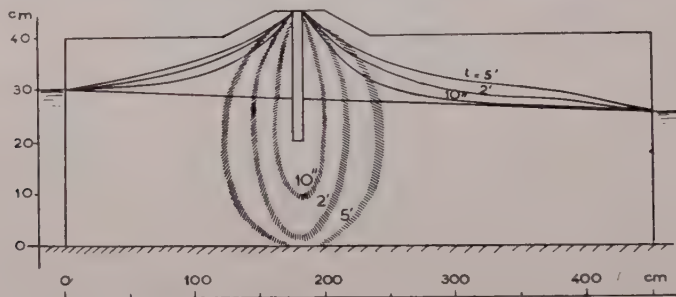


Fig. 3 -

La vitesse de réaction de la nappe

On peut caractériser le comportement de la nappe par la fonction $\left(\frac{1}{h_i} \frac{\partial h}{\partial t} \right)_{t=0}$ que nous appellerons vitesse de réaction de la nappe. C'est la valeur initiale que prend

* Du moins théoriquement, car pratiquement il s'évanouit graduellement lorsqu'on s'éloigne du centre d'injection.

la vitesse de remontée en chaque point (x, y) de la surface libre lorsque l'on impose une surcharge unité au système de réalimentation. On a en vertu de (6)

$$V_R = \frac{K}{\varepsilon} F(x, y) \tag{7}$$

La vitesse de réaction est le produit du coefficient K/ε caractérisant le terrain aquifère par une fonction qui ne dépend que de la géométrie de la nappe et du dispositif d'injection.

Sur la figure 2, nous avons représenté cette fonction par la courbe en trait brisé. Elle devient infinie lorsqu'on s'approche de la paroi du puits. Ceci n'est pas surprenant puisque la surcharge h_i est supposée s'établir instantanément et que sur la paroi, la vitesse de réaction est égale à la vitesse de remontée du plan d'eau dans le puits. Lorsqu'au contraire on s'éloigne du centre d'injection, la fonction $F(x, y)$ décroît pour s'annuler plus ou moins rapidement.

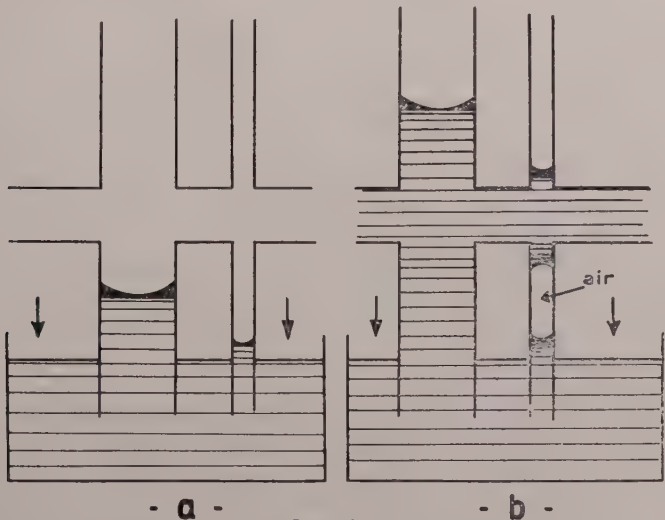
On peut l'appeler, pour cette raison, fonction d'amortissement.

Facteurs conditionnant la vitesse de réaction

Parmi les facteurs qui déterminent le comportement de la nappe, les uns agissent sur la fonction d'amortissement, les autres sur le coefficient K/ε .

La fonction d'amortissement n'est autre que le gradient vertical de φ régnant sur la surface libre à l'instant initial. Nous trouverons donc dans le premier groupe de facteurs tous ceux qui déterminent la répartition initiale de la charge et, en premier lieu, tous les facteurs purement géométriques tels que la forme de la nappe et l'agencement du centre ou des centres de réalimentation. Mais lorsque le schéma d'une couche aquifère homogène et isotrope est trop simple pour bien représenter la réalité et qu'il faut faire appel à une représentation plus complexe comportant des zones de perméabilités différentes, les rapports de ces perméabilités interviennent d'une façon décisive pour fixer l'allure de la fonction d'amortissement. Il en est de même lorsque le terrain est anisotrope, ce qui arrive fréquemment, car la stratification des alluvions augmente la perméabilité horizontale au détriment de la perméabilité verticale. Le rapport d'anisotropie (rapport de ces perméabilités) influe alors sur la forme de $F(x, y)$.

La capillarité intervient à un moindre degré en changeant la condition $\varphi = h$ sur la surface libre en $\varphi = h - p_c$, où $-p_c$ est la pression négative moyenne développée par les ménisques.



- Fig. 4 -

Parmi les facteurs agissant sur la valeur de K/ε le plus simple est la température de l'eau. K , le coefficient de perméabilité relative est en effet inversement proportionnel à la viscosité cinématique de l'eau. Or, celle-ci dépend de la température. On retrouvera la loi de variation dans un recueil de constantes physiques.

Rappelons simplement qu'en gros la perméabilité relative passe du simple au double lorsque la température s'élève de 10 à 40° C.

La porosité effective ε est toujours inférieure à la porosité géométrique du terrain. Ceci est dû à l'inclusion d'air lors de la montée de la surface libre. Ce phénomène est assez complexe et la capillarité y joue un rôle important. L'explication la plus simple est la suivante: On peut schématiser le milieu poreux en imaginant qu'il est parcouru par un grand nombre de petits canaux capillaires de toutes les dimensions. Lorsqu'on établit une pression à la base de ces tubes, les canaux les plus grands vont naturellement se remplir plus rapidement (fig. 4 a.). L'eau qui est monté par les grands tubes remplit ensuite les canaux d'interconnexion et les menisques qui se forment emprisonnent de l'air dans les tubes les plus petits (fig. 4 b.).

Cet air occlus agit également sur la perméabilité qu'il diminue. K est probablement plus faible dans la zone balayée par la surface libre dans son mouvement. Cette zone reste cependant relativement mince par rapport à l'épaisseur de la nappe, de sorte qu'elle n'affecte que faiblement la répartition des vitesses verticales.

La reconnaissance d'une nappe — Mesure du coefficient K/ε

Avant d'implanter un système de réalimentation, il faut essayer de prévoir l'action qu'il aura sur la nappe. La première reconnaissance de la nappe a pour but de déterminer l'importance et la forme de la couche aquifère. On relèvera les niveaux phréatiques et essaiera de déterminer la cote du support imperméable, soit au moyen des renseignements que l'on possède (puits, constructions, etc...), soit par quelques forages judicieusement implantés. Une attention particulière devra être apportée à la recherche des « contrôles » qui imposent une cote à la nappe : plans d'eau libre, drains naturels, etc.

Les essais de mesure directe du coefficient K/ε formeront la deuxième phase de la reconnaissance. Ces essais ont un rayon de mesure forcément restreint et il faudra les interpréter en tenant compte du degré d'homogénéité de la nappe.

Pour mesurer K/ε , il suffit de provoquer un écoulement variable qui soit accessible à l'analyse. Des formules plus ou moins simples permettront alors de calculer ce coefficient à partir des observations faites. Un grand nombre d'essais sont concevables. Nous nous bornerons à en citer quelques-uns.

On peut, en premier lieu, aménager une poche filtrante sphérique au bout d'un forage (fig. 5). Lorsque le rayon r de la poche filtrante est faible devant sa distance ξ à la surface libre, on peut utiliser les formules suivantes :

$$K/\varepsilon = \frac{V \rho^2}{2H r \cos \alpha}$$

$$K = \frac{Q}{4\pi H r}$$

$$\varepsilon = \frac{Q \cos \alpha}{2\pi \rho^2 V}$$

Dans ces formules :

V représente la vitesse de remontée de la surface libre

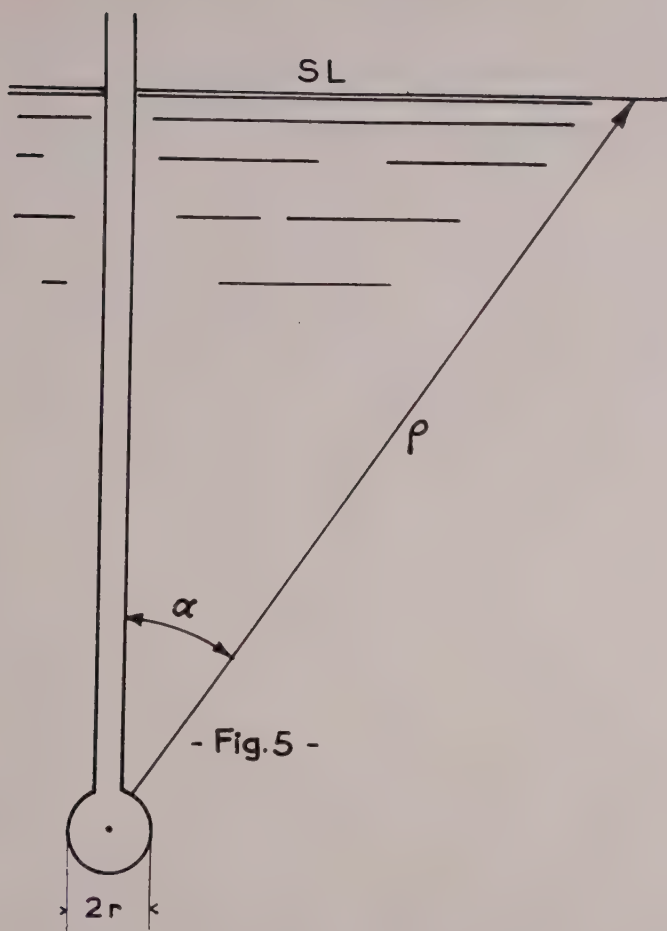
H est la surcharge établie dans le forage

Q est le débit injecté

α et ρ sont expliqués sur la figure.

Lorsque la poche filtrante n'est pas sphérique, on peut sans inconvénient lui substituer dans la théorie une poche sphérique qui ait la même surface filtrante. L'erreur introduite est négligeable tant que le rapport hauteur-diamètre de la poche réelle reste assez voisin de l'unité.

L'essai peut aussi bien se faire par pompage que par injection. On admet alors que l'indice des vides est le même pour un abaissement et pour une remontée de la surface libre, ce qui semble être une hypothèse admissible, car la rétention d'eau au-dessus de la surface libre qui baisse joue un rôle symétrique à l'occlusion d'air lorsque cette surface remonte. Le pompage sera même souvent préférable car il écarte



le risque de colmatage qui existe toujours lorsqu'on injecte une eau plus ou moins propre.

Si on dispose d'un puits existant, il sera souvent plus simple de mesurer directement le gradient vertical. Les piézomètres nécessaires peuvent être de très faible diamètre. Pour déterminer K/ε , on utilise alors directement l'équation (5) transcrite en termes de différences finies.

Enfin, on peut également utiliser le phénomène d'extinction du mouvement variable. Boussinesq a montré que lorsque la nappe est très profonde par rapport à l'amplitude et à l'étendue de la surcharge initiale et que cette nappe est abandonnée à elle-même, on a dans tout le domaine de l'écoulement :

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \frac{K}{\varepsilon} \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0$$

équation régissant l'extinction du mouvement.

On voit que la charge est alors de la forme :

$$\varphi \left(x, y, z - \frac{K}{\varepsilon} t \right)$$

L'extinction du mouvement se fait donc par propagation de bas en haut d'un état donné avec une célérité K/ε . En d'autres termes, la charge φ_0 régnant à un

instant $t = 0$ au niveau Z_0 se retrouvera à l'instant t au niveau $Z_t = Z_0 + \frac{K}{\varepsilon} t$. Les formes successives que prendra la surface libre sont préfigurées par les surfaces représentatives de la charge règnant à des niveaux inférieurs.

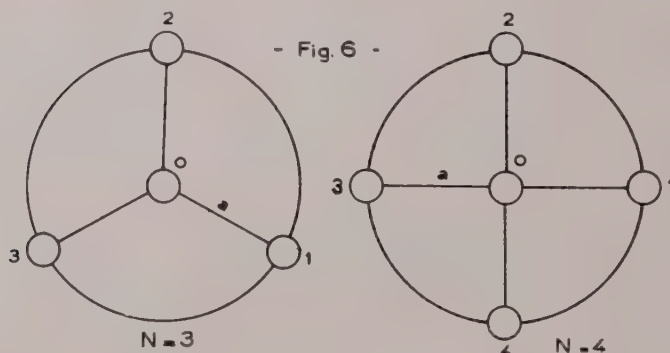
Le cas d'une nappe peu profonde mérite une attention particulière. Les équations du mouvement peuvent alors se réduire à l'équation de la chaleur et la dimension verticale disparaît des formules

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{KH}{\varepsilon} \Delta h$$

Il figure la profondeur moyenne de la nappe.

On peut déterminer $\frac{KH}{\varepsilon}$ en mesurant directement $\frac{\partial h}{\partial t}$ et Δh en un point. En disposant des piézomètres suivant un des schémas de la figure (6) inspirés de la méthode de relaxation, on obtient Δh par la formule

$$\Delta h = \frac{4}{a^2} \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N h_i - h_0 \right)$$



Enfin nous citerons une méthode de mesure assez originale qui pourrait être également utilisée. Lorsque l'on imprime au niveau d'eau d'un puits qui traverse entièrement une nappe peu profonde des oscillations sinusoïdales, les amplitudes des oscillations de la nappe autour de ce puits seront de la forme

$$h = h_0 \frac{N(C\rho)}{N(C)}$$

avec $N(z) = \sqrt{\text{ker}^2 z + \text{kei}^2 z}$ module des fonctions de Kelvin

$$C = r \sqrt{\frac{\omega}{KH/\varepsilon}} ; \quad \rho = \frac{r}{r_0}$$

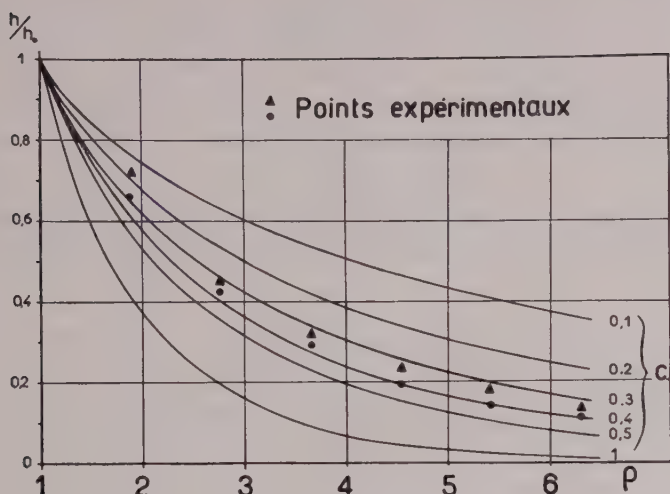
$\omega = \frac{2\pi}{T}$ est la pulsation

h_0 est l'amplitude à une distance r_0 du centre du puits

h est l'amplitude de l'oscillation à une distance r .

Si l'oscillation du plan d'eau dans le puits n'est pas sinusoïdale, on peut recourir à un développement en série de Fourier. La décroissance des amplitudes est d'ailleurs d'autant plus rapide que ω est plus grand, de sorte qu'à une certaine distance du puits il ne subsistera plus que le terme fondamental.

Lorsqu'on porte h/h_0 en ordonnées et ρ en abscisses, on obtient un réseau de courbes $C = C_{te}$ (fig. 7). Nous avons reporté sur la figure les points obtenus sur un modèle réduit en sable. On voit que la théorie est assez bien vérifiée sauf pour les



- Fig. 7 -

faibles valeurs de ρ . L'écart correspondant est probablement dû à une perméabilité plus élevée au voisinage du puits. *

Modèle électrique d'une nappe

Nous ne voudrions pas conclure sans avoir dit au moins quelques mots sur la possibilité qu'offrent les modèles analogiques.

La répartition à un instant donné de la charge hydraulique peut s'obtenir facilement soit à la cuve électrique si le milieu aquifère est homogène, soit au moyen d'un réseau de résistances **. Un tel réseau, dans lequel les résistances forment des mailles régulières, peut s'adapter à tous les cas (zones de perméabilités différentes, anisotropie).

La détermination de la fonction d'amortissement est immédiate, mais les modèles électriques permettent en outre de prévoir le phénomène même de la réalimentation.

Soit en effet $\left(\frac{\partial \varphi}{\partial z}\right)_t$ la répartition du gradient vertical à l'instant t obtenu en réalisant sur le modèle électrique les conditions imposées à φ à cet instant. ($\varphi = h_i$ sur l'ouvrage d'injection. $\varphi = h(t)$ sur la surface libre). On peut en déduire $\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_t$ la vitesse de remontée de la nappe à l'instant t . (Equation (5))

A l'instant suivant, la position de la surface libre sera en première approximation

$$h(t + \delta t) = h(t) + \left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_t \delta t$$

et la vitesse de remontée de la nappe sera légèrement modifiée puisque la condition

* Le modèle avait la forme d'un secteur. L'effet de paroi était donc beaucoup plus important vers l'origine.

** On trouvera les principes de ces analogies dans les publications suivantes : Pour la cuve : L. MALAVARD. La technique des analogies électriques, dans Techniques Générales du Laboratoire de Physique (C. N. R. S.)

Pour les réseaux : P. HUARD DE LA MARRE : Nouvelles méthodes pour le calcul expérimental des écoulements dans les milieux poreux. *La Houille Blanche* N° spécial A/1953.

sur la surface libre devient $\varphi = h(t + \delta t)$. Si $h(t + \delta t)$ satisfait à la condition

$$\frac{h(t + \delta t) - h(t)}{\delta t} = \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_t + \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_{t+\delta t} \right]$$

l'erreur commise sur le déplacement vertical de la surface libre pendant le temps δt sera de l'ordre de

$$1/12 \left(\frac{\partial^3 h}{\partial t^3} \right) \delta t^3$$

qui est négligeable si δt est assez petit. On peut donc passer d'une configuration de la nappe à sa configuration à l'instant suivant par un procédé d'approximations successives. A chaque étape, le modèle électrique donne une nouvelle répartition de

$\frac{\partial \varphi}{\partial z}$ correspondant à des conditions sur la surface libre modifiées par la remontée.

La méthode est au fond la même que celle que nous avons exposée avec M. Huard de la Marre dans un article cité précédemment, mais une simplification s'introduit du fait qu'on néglige la variation de la géométrie de la surface libre, variation supposée trop faible pour influencer sur la répartition de φ .

Outre l'évolution de la surface libre, les modèles électriques nous donnent la valeur du débit d'injection qui est nécessaire pour maintenir à chaque instant la surcharge donnée sur les ouvrages de réalimentation.

Ce débit peut d'ailleurs remplacer la surcharge en tant que condition à la limite. On peut alors déterminer l'évolution de la nappe due à un débit injecté donné.

Pour terminer, signalons que la condition à la surface libre peut se représenter sur le réseau de résistances par des capacités branchées entre les nœuds du réseau figurant la surface libre et le potentiel zéro. On peut alors utiliser l'analyseur mis au point par M. MIROUX à l'Office National d'Etudes et de Recherches Aéronautiques*.

Conclusion

On voit que l'outil théorique dont on peut disposer pour analyser le comportement d'une nappe est assez perfectionnée.

Le recours à un modèle analogique permet de se jouer des difficultés soulevées par une configuration géométrique complexe des couches aquifères.

Mais le problème de base, celui du choix d'un schéma théorique correspondant bien à la réalité, restera cependant très difficile à résoudre. La reconnaissance de la nappe sera toujours imparfaite et il faudra user de beaucoup de discernement dans es interpolations et les extrapolations.

* Voir : J. MIROUX — *Compte-rendu de l'Académie des Sciences*, Tome 232, lp. 1899.

et L. MALAVARD et J. MIROUX — *Rapport N° 82 présenté au 4^e Congrès International du Chauffage Industriel*, Paris 1952.

ARTIFICIAL GROUND WATER SUPPLIES OF SWEDEN

A Second Report 1954

by

O. VICTOR E. JANSÅ

Assoc. Professor of Water Supply and Sewerage,

The Royal Institute of Technology,

Partner of Vattenbyggnadsbyran (VBB),

Consulting Engineer, Stockholm, Sweden

Abstract

On account of the limited natural ground water resources the number of artificial ground water supplies in Sweden is growing rapidly, and the number of works in operation has increased from 10 in 1951 to 17 in 1954. All the works function satisfactorily. Experiments with the object of ascertaining the process of purification active in the ground are going on at Eskilstuna artificial ground water works. Among other things the results of these experiments indicate that the organic impurities in the raw water applied in the infiltration basins seem to consist of two different groups of materials, the first being composed of substances that are easily oxidized by biochemical action, the other consisting of matters that are far more resistant to such oxidation, but gradually broken down or retained during the passage of the water through the ground from the infiltration basins to the recovering wells.

A series of pictures from existing Swedish artificial ground water works have been appended.

* * *

The first report on the artificial ground water supplies of Sweden was submitted by the author to the General Conference in Brussels in 1951. The report gave a short description of the existing artificial ground water works of Sweden at that time, and also a short general survey of the results arrived at. In 1951 there were in all ten municipal artificial ground water supplies in operation, and another five under construction.

At present (July, 1954) a total of 17 artificial ground water supplies are in operation, two of which only provisionally, and projects for 10 new works are in hand, inclusive of extensions of two existing supplies. The total capacity of the works now in operation amounts to about 180,000 m³d. The estimated ultimate total capacity of the existing works and schemes in hand is about 400,000 m³d.

As was pointed out in the first report the occurrence of pervious soil is quite scarce in Sweden. The only sand and gravel layers of interest with respect to the value for municipal water supplies are the glacial eskers. They have also been exploited for that purpose on a large scale. The natural ground water resources of the eskers are, however, limited and therefore the method of artificial replenishment has been applied at a growing number of municipal water works. A number of industries also draw their water from the ground water of eskers. Only in very few cases, however, have these industries hitherto been forced to resort to artificial replenishment. At one industry only ground water for cooling purposes is pumped from drilled wells in limestone layers, and after being used conducted back into the limestone by means of recharge wells.

As appeared from the few analyses presented in the first report, the surface waters used for artificial amplification of the ground water supplies are often strong in colour, and contain a considerable amount of organic matter, determined as oxygen consumed from permanganate. It has been generally stated from the experience of the Swedish artificial ground water recharge plants that the method of artificial infiltration is a most efficient method of removing these impurities. The ground has also an outstanding capability of removing and destroying the abundant micro-organisms always to be found in the raw waters applied. Provided that the artificial infiltration and recovery of the infiltrated water is carried out in the right way, the raw water can be refined into a genuine ground water.



Fig. 1 Infiltration basin at Gothenburg water works. This was the first artificial ground water works of Sweden, designed by the late Professor J. G. Richert, in 1897.



Fig. 2 Observation well shaft in one of the infiltration basins at Eskilstuna ground water works.

The main data from the Swedish artificial ground water supplies are summarized in the following table:

		Min.	Ave.	Max.
Height of infiltration basin above ground water level	m	2	8	30
Effective size of natural sand, d_{10} , rough estimate	mm	0.2	0.4	1.7
Rate of infiltration	m-d	1.5	6	16
Distance from infiltration basins to pump wells	m	100	400	1700
Raw water characteristics:				
Colour, Pt	p.p.m.	5	27	70
Oxygen consumed, KMnO_4	p.p.m.	11	25	55
B. coli, in	100 cm_3	10	650	2000
Gelatine bacteria, in	1 cm_3	200	1200	3300
Ground water characteristics:				
Colour, Pt	p.p.m.	< 5	6	15
Oxygen consumed KMnO_4	p.p.m.	4	9	21
B. coli, in	100 cm_3	0	0	8
Gelatine bacteria, in	1 cm_3	0	0	33

At an earlier time it was thought that the purifying effect of the ground was due to biological oxidation of the organic impurities of the raw water. Consequently, the oxygen content of the raw water passing into the ground from the infiltration basins would set up a limit for the maximum content of organic matter allowable in that water. This may still be true, but a series of experiments which have been carried out over several years at the infiltration water works at Eskilstuna indicate that the purifying action of the ground is a more complicated affair.

At Eskilstuna there are at present two infiltration basins, situated at 20 and 22 m, respectively, above the ground water level in the esker. At the centre of the highest basin a 22 m deep vertical steel tube, 800 mm in diameter, has been sunk through the sand and gravel layers down to the ground water level. A number of small testing tubes of stainless steel have been bored almost horizontally through the wall of the tube into the ground. To make the testing tubes accessible a small lift is installed in the tube. The tubes are fitted so as to be airtight in the wall of the shaft, and are arranged in such a way that samples of the infiltrated water percolating downwards through the ground can be taken out at 2.00 m intervals in a vertical direction all the way down to the ground water surface. At the upper end of the shaft the test tubes are spaced at much closer intervals in a vertical direction, in order to make it possible to obtain a number of samples from different depths of the filter bed of the infiltration basin.

For comparison with the results from the test tube and for infiltration test with more polluted surface waters a 2.00 m diameter concrete tower of 22 m height has also been built at Eskilstuna water works. In this tower a 20 m high filter bed has been arranged consisting of the same sand and gravel materials as are to be found under the infiltration basin. Up to date the tower has been operated only in parallel with the observation well in the infiltration basin. The analyses of the water samples from the tower, which are taken out in exactly the same way as at the tube, correspond very well. It may therefore be expected that the results of experiments carried out in the tower can be directly applied to the infiltration plant.

From the analyses of the water samples gathered from the tube it appears that the organic matters in the raw water seems to consist of two constituents or groups of materials. One group is composed of matters that can be readily oxidized by biochemical action, the other consists of substances that cannot, or at best cannot easily, be oxidized in that way. The author has been led to this conclusion by the fact that there is a marked drop in the total content of organic matter, and also in the oxygen content in the filter bed and in the top layers of the nearest ground below the filter bed. The oxygen content may drop about 2 or 3 p.p.m. and the organic matter be reduced by an equivalent amount. Thereafter the remaining organic matter seems to be very stable. In a percolation passage of, say, 15 m height there is hardly any reduction of the organic matter, nor of the remaining oxygen content of the water.

The ground water recovered from the tube wells has, however, a very low



Fig. 3
Infiltration experiment tower at Eskilstuna ground water works.



Fig. 4 Infiltration basins at Karlskoga ground water works.



Fig. 5 Tube well pumping stations at Karlskoga artificial ground water works at 650 m distance from the infiltration basins.



Fig. 6
Infiltration basin at Västerås artificial ground water works. The raw water prefiltration plant to the right in the background.



Fig. 7
Infiltration basin at Hälsingborg artificial ground water works.

content of organic matter, and the oxygen content is always very near to zero. It is therefore evident that some kind of adsorption and oxidation processes must occur in the ground water when the infiltrated water passes from the infiltration basins to the wells. In order to pursue those processes a number of tube wells provided with handoperated sample pumps have been sunk along a line from the infiltration basins to the production wells. The analyses of the samples taken show that there is a regular gradual drop in the content of organic matter and oxygen. This purifying effect of the ground may be caused by one or several of the following possible activities:

1. Mere mechanical filtration, causing the colloidal organic matter to be gradually trapped by the small pores of the ground;
2. Adsorption on the surface of the sand particles of the ground;
3. Chemical oxidation accelerated by some catalytic action of the mineral matters of the sand layers;

4. Biochemical processes in the cold underground waters caused by some unknown micro-organisms not provable by the ordinary standard bacteriological methods in water analyses.

If the reduction of the organic matter is due mainly to the physical actions 1 and 2, the simultaneous reduction of the oxygen content may be caused by mere chemical oxidation of oxidizable mineral matter in the ground.

It is hoped that the further investigations will make it possible to explain the purifying effect of the ground at artificial infiltration water supplies.

In order to give the reader of this small report a better idea of the works carried out in Sweden, a number of photos from different artificial ground water supplies are added below.



Fig. 8

A series of 12 tube well pumping stations at Karlstad artificial ground water works. The stations are spaced 100 m apart.

NEUERE METHODIK DER GRUNDWASSERKARTIERUNG

von

Doz. Dipl. Ing. Dr. techn. F. SITTE
Wien

Résumé

Bien que la cartographie des eaux souterraines date de presque une centaine d'années et se soit développée de manières diverses, il manque toujours encore une description cartographique de toutes les données hydrauliques en chiffres des eaux souterraines.

Après l'établissement d'un programme complet pour l'avenir, le système d'une cartographie *hydraulique* d'ensemble des eaux souterraines sera élaboré de façon synthétique en vertu des descriptions individuelles faites jusqu'ici et des propositions plus récentes au moyen d'exemples et sera posé comme but final des investigations indispensables sur les bassins d'eau souterraine à vaste étendue.

* * *

Obwohl die Grundwasserkartierung fast 100 Jahre alt ist und sich sehr vielfältig entwickelt hat, so fehlt es immer noch an einer befriedigenden kartenmässigen Darstellung aller grundwasserhydraulischen Zahlenwerte. Nach Aufstellung eines vollständigen Zukunftsprogrammes wird das System einer abgeschlossenen *hydraulischen* Grundwasserkartierung aus den bisherigen Einzeldarstellungen und aus neueren Vorschlägen an der Hand von Beispielen synthetisch aufgebaut und als Endziel der unerlässlichen Erforschung weiträumiger Grundwasservorkommen aufgestellt.

Der Zeitabschnitt vor fast 100 Jahren, in welchem Darcy durch seinen denkwürdigen Filterversuch im Labor das grundlegende lineare Gesetz für die Filterbewegung ⁽¹⁾ aufgestellt hat und in welchem bald darauf Dupuit durch seinen mathematischen Ansatz ⁽²⁾ die Voraussetzungen für die Berechnungen der Grundwasserbewegung geschaffen hat, ist auch bereits gekennzeichnet durch die ersten praktischen Vorschläge für Grosswasserversorgungen mit Grundwasser. Damals herrschte noch ganz allgemein das System der Hausbrunnen vor, nur vereinzelt gab es kleinere Quellwasserleitungen und die grossen zentralen Wasserversorgungen schöpften das Trinkwasser aus dem nahen Flusse.

Auch der erste Projektvorschlag für eine zentrale Grundwasserversorgung der damaligen Reichshaupt- und Residenzstadt *Wien* stammt schon aus dieser Zeit: er ist im Jahre 1858 vom Generalkommissär Valentin Ritter von Streffleur vorgelegt worden ⁽³⁾. Für den Wasserbezug ist die schon damals als wasserreich erkannte Wiener Neustädter Ebene einschliesslich der Fische-Dagnitz-Quelle, der grössten Tiefquelle dieses Gebietes, vorgeschlagen worden.

Seit dieser Zeit ist die Frage der Grundwasserversorgung Wiens des öfteren zur Aussprache gebracht worden und Gegenstand von Vorerhebungen gewesen. Der mustergültige Bericht der in den Jahren 1862-1864 tätigen Wiener Wasserversorgungskommission ⁽⁴⁾ birgt die ältesten österreichischen Grundwasserkartierungen (siehe Abb. 1).

(1) DARCY H. (1803-1858) : *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*, Paris, 1856

(2) DUPUIT J. (1804-1876) : *Études théorétiques et pratiques sur le mouvement des eaux à travers les terrains perméables*, 2^e ed., Paris, 1863.

(3) STREFFLEUR V. : *Eine Lösung der Wiener Wasserfrage*, Druck J. Stöckhölzer, 2. Aufl. Wien, 1859.

SEADLER R. : *Die Wasserversorgung der Stadt Wien*, Selbstverlag des Gemeinderates, Wien, 1873, S. 95-96.

(4) *Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungskommission des Gemeinderates der Stad Wien, Selbstverlag des Gemeinderates, Textband und Atlas, Wien, 1864.*

In *Berlin* sind die ersten weiträumigen Grundwasseruntersuchungen in den Jahren 1868-1869 durchgeführt worden ⁽⁵⁾. Im Zuge dieser Untersuchungen ist im Jahre 1869 auch eine Versuchsstation bei Tegel errichtet worden, in welcher 4 Monate hindurch 5 bis 6 l/s aus einem rd 38 m vom Ufer des Tegeler Sees entfernten Brunnen gefördert worden sind.

Das moderne Grundwasserversorgungswesen reicht in Mitteleuropa ungefähr 75 Jahre zurück ⁽⁶⁾.

Der erste Versuchsbrunnenbetrieb grösseren Ausmasses ist im Jahre 1876 in Strassburg von A. Thiem geplant und durchgeführt worden. In glücklicher Vereinigung von Theorie und Praxis folgten ziemlich rasch weitere grosszügige Vorarbeiten für andere Städte und krönende technische Schöpfungen durch den Bau grosser städtischer Grundwasserwerke. Die erste deutsche Grossstadt mit voller Grundwasserversorgung wurde Leipzig. Das untersuchte Münchner Grundwasserfeld hatte eine Ausdehnung von 1440 km².

Seit Beginn dieser neuen Ära der Wasserversorgungstechnik sind die *Mengenansprüche* an das Grundwasser zuerst allmählich, in der Folgezeit stärker und in den letzten Jahrzehnten progressiv gestiegen. Während unter den Grosstädten Wien und München mit ihren Quellwasserversorgungen eine Sonderstellung gewannen, ist in der Zwischenzeit ein Uebergang der städtischen Wasserversorgungen vom Flusswasserbezug zum Grundwasser erfolgt. Es würde zu weit führen, diese Entwicklung aufzuzeigen und die vielen Gründe für die auf ein Vielfaches gesteigerten Grundwasserbedarfsmengen darzulegen ⁽⁷⁾.

Einen klassischen Beweis dafür, dass die Umstellung von der Flusswasserversorgung auf das Grundwasser auch bei Millionenstädten selbst unter schwierigen Verhältnissen nicht haltgemacht hat, bietet die Entwicklungsgeschichte der Hamburger Wasserversorgung ⁽⁸⁾.

Die Grundwasserversorgung steht heute mengen- und gütemässig in der Siedlungswasserwirtschaft obenan. Sie ist das Leitziel für die Ergänzungswasserversorgungen der Städte und für die Erstanlagen der kleineren Gemeinden.

Es gab schon in der Vergangenheit einzelne Fälle, in denen die Beschaffung edelsten Grundwassers eine schwierige Aufgabe war. Als Beispiel kann auf die seinerzeit weltberühmte Hopfenstadt Saaz hingewiesen werden, deren Situation im niederschlagsärmsten Gebiete Böhmens, am Rande des nordböhmischen Braunkohlengebietes, sowie in einer geologischen Mulde mit Tiefenwässern von ungeeigneter Güte ein jahrzehntelanges vergebliches Bemühen, die alte Flusswasseranlage endlich aufgeben zu können, erklärlich macht. Schwierigkeiten bestehen ferner oft für einzelne Landgemeinden dann, wenn die Herbeileitung von Grundwasser schon aus mittlerer Entfernung wirtschaftlich untragbar wird. Die Schwierigkeiten der Beschaffung lassen sich überwinden durch eine grossräumige Erforschung der Umgebung und die wirtschaftlichen Schwierigkeiten werden gebannt durch die Verwirklichung von Gruppenwasserleitungen, zumal diese in manchen Ländern höhere Zuwendungen aus öffentlichen Mitteln erhalten. Beide Umstände waren für das Gruppenwasserwerk «Stadt und Land Saaz» ⁽⁹⁾ vereinigt. Das moderne Vorbild grosser Gruppenwasser-

⁽⁵⁾ VEITMEYER L. A. : a) *Vorarbeiten zu einer zukünftigen Wasserversorgung der Stadt Berlin in den Jahren 1868 und 1869*, mit 1 Atlas, Verlag D. Reimer, Berlin, 1871. b) *Fortsetzung der Vorarbeiten zu einer zukünftigen Wasserversorgung der Stadt Berlin in den Jahren 1871 und 1872*, mit 1 Atlas, Verlag D. Reimer, Berlin, 1875.

⁽⁶⁾ THIEM A. (1836-1908): Ueber die Ergiebigkeit artesischer Bohrlöcher, Schachtbrunnen und Filtergalerien, *Schillings Journal für Gasbeleuchtung (und Wasserversorgung)*, Verlag Oldenbourg, Berlin-München 1870.

— Ergebnis über den Versuchsbrunnenbetrieb in Strassburg, *Gas-Wasserfach* 1876.

— *Denkschrift zur Wasserversorgung von Leipzig*, 1879.

— *Denkschrift zur Wasserversorgung von Nürnberg*, 1879.

— *Bericht zur Wasserversorgung von München*, 1880.

Gas-Wasserfach (GWF) : *Bahnbrecher der öffentlichen Wasserversorgung*, Jg. 1952, Heft 8.

⁽⁷⁾ Diess soll einem ausführlichen Nachweis vorbehalten bleiben.

⁽⁸⁾ HOLTHUSEN W. : Das Grundwasserwerk Curslack, ein weiterer Schritt zur Loslösung der Hamburger Wasserversorgung von der Elbe. *GWF*, 1928. II. 38 und Sonderdruck.

⁽⁹⁾ SITTE F. : a) Die Lösung der Saazer Wasserversorgungsfrage, *HDI-Mit-*

leitungen ist die Württembergische Landeswasserversorgung. Uebrigens sind schon Gruppenwasserleitungen in der Antike gebaut worden, wie die heute noch in Attika benützten Leitungen beweisen ⁽¹⁰⁾.

Die III. Wiener Wasserversorgung soll gleichzeitig auch die Südbahngemeinden des Wiener Beckens versorgen, wie schon auch jetzt an der bestehenden I. Wiener Hochquellenleitung eine Wasserversorgungsverbundwirtschaft eingerichtet ist ⁽¹¹⁾. Ausserdem sind in Österreich u.a. grosse Gruppenwasserversorgungen für das Burgenland ⁽¹²⁾ und für Vorarlberg ⁽¹³⁾ geplant.

Angesichts der gesteigerten Ansprüche an das Grundwasser in der Gegenwart und in Abschätzung der künftigen Ansprüche ist das bisherige System der Einzelplanungen, wonach im Falle eines Bedarfes der «Grundwassernachweis» hiefür durchgeführt und die wasserrechtliche Bewilligung erteilt worden ist, künftighin nicht mehr so leicht gangbar. Es wird eine weiträumige Erforschung unerlässlich und unaufschiebbar, welche für die wertvollsten Grundwasservorkommen besonders vordringlich ist.

In Gebieten mit grosser Bevölkerungsdichte und mit Industriezusammenballungen ist nicht nur das Grundwasser als Reinwasser, sondern das Wasser überhaupt Mangelware geworden ⁽¹⁴⁾.

Als Lebensträger für Menschen, Tiere und Pflanzen und als Grundstoff der Wirtschaft ist das Wasser zu bewirtschaften. Es bedarf einer starken zentralen Wirtschaftslenkung. Durch die höheren Anforderungen an das Wasser, welche bereits gegenwärtig nicht nur zum zeitweisen Mangel in Trockenzeiten sondern auch zu einem allgemeinen örtlichen Mangel in Mangelgebieten geführt haben, fallen der neueren *Wasserwirtschaft* besonders bedeutungsvolle Aufgaben zu. Sie hatte immer schon durch eine Summe von künstlichen Eingriffen auszugleichen zwischen dem natürlichen Dargebot und dem gesamten Bedarf einerseits und zwischen den verschiedenen zuweilen widerstreitenden Interessen anderseits. Früher erfolgte dies anlässlich der Vorlage eines Einzelprojektes. Die optimale, d.i. vielseitigste und mehrmalige Ausnützung des Wassers während seines Kreislaufes setzt gleich der Abwehr der Wasserschäden zumindest eine flussgebietsweise wasserwirtschaftliche Planung voraus, welche auch der voraussichtlichen künftigen Entwicklung der Wirtschaft Rechnung tragen muss. Bei dieser Planung spielen Gegenmassnahmen zu schädlichen Nebenwirkungen nach biologischen und hygienischen Gesichtspunkten heute eine besondere Rolle. Die hydrologischen, technischen und rechtlichen Grundlagen für Richtlinien zur wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung sind erst in Entwicklung ⁽¹⁵⁾.

Erste Voraussetzung der Bewirtschaftung und Planung ist die restlose Kenntnis des Wasserhaushaltes. So gehören Wasserwirtschaft und *Gewässerkunde* untrennbar zusammen ⁽¹⁶⁾.

In den Niederungen hängen benachbarte Flüsse teils oberirdisch auf Grund alter Gabelungen (Bifurkationen) oder durch künstliche Querverbindungen und unterirdisch durch Grundwasserströmungen oft zusammen. Ferner wird in der Zukunft mehr als bisher zwischen Wassermangel- und Ueberschussgebieten durch Wasserüberleitun-

teilungen, Brünn, 1930, H. 12 und Sonderdruck; b) Vorgeschichte, Baudurchführung und Zukunft des neuen Grundwasserwerkes für Stadt und Land Saaz, *Sonderdruck anlässlich der Kollaudierung*, Saaz, 1933.

⁽¹⁰⁾ HALBFASS W. : *Grundlagen der Wasserwirtschaft*, Berlin, Verlag Borntraeger 1921, S. 85-86.

⁽¹¹⁾ STEINWENDER A. : Wasserversorgungsverbundwirtschaft an der I. Wiener Hochquellenleitung, *Der Aufbau*, Wien, 1952, H. 4, S. 142-146.

⁽¹²⁾ SEIDLING J. : Die Gruppenwasserversorgung des nördlichen Burgenlandes. *Oesterreichische Wasserwirtschaft*, Wien, 1953, H. 5-6, S. 97-101.

⁽¹³⁾ LUGER M. J. : Die Gruppenwasserversorgung in Vorarlberg (Rheintal und anschliessender Walgau), *Gas - Wasser - Wärme*, Wien, 1953, H. 9, S. 206-216.

⁽¹⁴⁾ AGATZ A., PALLASCH O. u.a. : Wasser - die Sorge Europas. Forschung und Leben. *Bonner Beiträge zur Raumforschung*, Heft 2. Herausgegeben vom Institut für Raumforschung in Bonn. Ardey-Verlag Dortmund, 1951.

⁽¹⁵⁾ In der Deutschen Bundesrepublik besteht eine Reihe von Arbeitskreisen und dazu neueren Arbeitsausschüssen für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung. *Die Wasserwirtschaft*, Stuttgart, März 1953, S. 153.

⁽¹⁶⁾ STRECK O. : *Wasserwirtschaft und Gewässerkunde*, Springer verlag 1953. WUNDT W. : *Gewässerkunde*, Springerverlag, 1953.

gen ausgeglichen werden d.h. es wird eine *grossräumige* Wasserwirtschaft betrieben werden ⁽¹⁷⁾. Dies erfordern auch die Regional- und Landesplanung.

Der erste Schritt, der allen genannten Erfordernissen dient, ist die flussgebietsweise Ermittlung der Wasserreserven ⁽¹⁸⁾. Diese gliedern sich in die oberirdischen Speichermöglichkeiten und in die Grundwasserreserven. Durch den langsamen unterirdischen Abfluss, dessen Geschwindigkeit grössenordnungsmässig z.B. 1/50 000 des oberirdischen Abflusses betragen kann, findet ein natürlicher Ausgleich des Wasserabflusses statt ⁽¹⁹⁾. Die *Grundwasserwirtschaft* ist zweifellos dazu berufen, künftig in der allgemeinen Wasserwirtschaft eine *Schlüsselstellung* einzunehmen. Jede Sparte der Wasserwirtschaft, jeder Sektor des Wasserbaues steht in vielfachen Wechselbeziehungen zum Grundwasser. Die Grundwasserwirtschaft hat den mengenmässigen Abfluss ebenso zu regeln wie den Grundwasserstand. Man kann nachweisen, dass die Erforschung der natürlichen Grundwasserverhältnisse gleichzeitig von mindestens *drei Seiten* gebieterisch gefordert wird : von der allgemeinen Wasserwirtschaft, von der Siedlungswasserwirtschaft und vom landwirtschaftlichen Wasserbau.

In vielen Flussgebieten gibt es keine oder zu wenig technische Talsperrenmöglichkeiten mit wirtschaftlich erträglichen Baukosten, ganz besonders in den Niederungen. In diesen gewinnt aber wieder das Grundwasser an Bedeutung. In den meisten Fällen kennt man die natürlichen Grundwasserreserven nicht. Diese gilt es nun zu erforschen, umso mehr, als erst dann eine alle Interessen berücksichtigende Ausgleichung, ferner Planungen für Wasserfassungen und auch für Grundwassersperrern möglich sein werden. *Grundwassersperrern* sind schon vor Jahrzehnten in den Kolonien gebaut worden, zumeist waren es einfache Spundwände in wasserlosen Flussbetten der Wüste, um gelegentliche Regenabflüsse zu speichern. Heute stehen uns neue Bauweisen zur Verfügung (Schürzen von Zement- oder Kolloid-Injektionen, das System Bentonit u.a.), welche wesentlich geringere Baukosten ergeben als für Talsperren. In manchen Flussgebieten wird zu erwägen sein, ob Talsperren oder Grundwassersperrern oder beide der Ausnützung der Wasserreserven dienen sollen.

In erster Linie gilt es, die Sorge um die Deckung des künftigen *Trinkwasser*-Bedarfes zu bannen. Die neueren Bestrebungen gehen dahin, die natürlichen Reserven durch künstliche oder halbkünstliche *Anreicherungen* zu erhöhen. Die künstliche Anreicherung führt eigene Bauwerke zum Zwecke der Versickerung aus : Gräben, Becken, Brunnen vom einfachsten Schluckbrunnen (Schlucken) bis zum Ranney-Brunnen, die halbkünstliche benützt ständig oder zeitweise trockene Flussbetten ⁽²⁰⁾.

Schon einige der ältesten Grundwasserfassungen wurden gleichzeitig für die Zusickerung von Hanggrundwasser wie auch von Infiltrationswasser aus einem nahen Wasserlaufe oder See angelegt, wie in Alt-Wien die seinerzeitige Kaiser Ferdinands Wasserleitung ⁽²¹⁾. Genügte die Leistung der natürlichen Filterung nicht mehr, so griff man zur künstlichen ⁽²²⁾. Viel später sind beide genannten Fassungsarten in Budapest angewendet worden ⁽²³⁾.

Die erste moderne Grundwasserfassungsanlage mit künstlich erzeugtem Grundwasser ist von A. Thiem für die Stadt Essen gebaut worden. An der Ruhr ist diese Bauweise bald die übliche geworden. Ein grosses Anwendungsgebiet hat das künstliche Grundwasser in den nordischen Staaten gefunden. Richtunggebend wirkte dort

⁽¹⁷⁾ SCHROEDER G. : Die Notwendigkeit einer grossräumigen Wasserwirtschaft. *Die Wasserwirtschaft*, Stuttgart, 1952-53, H. 12, S. 309-315.

⁽¹⁸⁾ SCHROEDER G. : Die Ermittlung der Wasserreserven eines Flussgebietes. *Die Wasserwirtschaft*, Stuttgart, 1948-49, H. 10, S. 209-216.

⁽¹⁹⁾ SITTE F. : Die wasserwirtschaftliche Bedeutung des Grundwassers. *Wasserwirtschaftliche Mitteilungen des Deutschen Meliorationsverbandes für Böhmen*, Prag 1930, H. 1.

SCHROEDER G. : Die Bedeutung des Grundwassers als Wasserreserve, *GWF*, 1949, H. 15, S. 369-371.

⁽²⁰⁾ So wäre das Wildbett der Leitha in Niederösterreich dazu geeignet.

⁽²¹⁾ Das Krönungsgeschenk des Kaisers vom Jahre 1835, erbaut in den Jahren 1836-41 in der Spittelau ausserhalb der Nussdorfer Linie (Sieh STADLER R. : *Die Wasserversorgung der Stadt Wien*, Wien, 1873, S. 26).

⁽²²⁾ Bei der Kaiser Ferdinands Wasserleitung erfolgte dies 1853-54, also vor 100 Jahren, durch einen mit Steinwurf und Kies ausgefüllten und mit Donaukanalwasser besickerten Kanal parallel zum Donaukanal (Sieh STADLER a.a.O. S. 46).

⁽²³⁾ BERDENICH V. : Die Wasserversorgung von Budapest, *Zeitschr. d. Oesterr. Ing. u. A. V.*, Wien 1893, H. 19, S. 286 u. H. 20, S. 300.

Richert ⁽²¹⁾, insbesondere durch das in den Jahren 1897-98 erbaute Wasserwerk der Stadt Gothenburg u.a.

In den USA sind zunächst grosse halbkünstliche Grundwasseranreicherungen ausgeführt worden. Nach Erprobung der neuen Bauart der Horizontalbrunnen (System Ranney ⁽²⁵⁾) sind zahllose Grossfassungen an Flussufern ausgeführt worden ⁽²⁶⁾. In Zukunft dürften für Grossanlagen künstliche Anreicherung oder Infiltration die Regel sein. In Oesterreich setzt sich hierfür besonders A. Steinwender, Wien, in der Deutschen Bundesrepublik Dir. König, Dortmund ein.

Einen Generalbericht über die Entwicklung und den Stand der Grundwasseranreicherungstechnik in den einzelnen Staaten hat Jansa auf der Pariser Tagung der Int. Wasserversorgungsvereinigung i.J. 1952 gegeben ⁽²⁷⁾.

In der *Landwirtschaft* hat sich seit der Einführung der künstlichen Düngung der Ertrag je Hektar ungefähr verdoppelt und dementsprechend ist der Transpirationswasserbedarf der Kulturpflanzen ausserordentlich gestiegen, während das Mehr an Konstitutionswasser weniger ins Gewicht fällt. Die Forderung nach weiterer Produktionssteigerung durch Meliorationen ⁽²⁸⁾ und die Notwendigkeit der Erforschung der grundlegenden Beziehungen zwischen Boden, Pflanze und Wasser (Wetterfaktoren, Bodenfeuchte, Wasserhaltevermögen des Bodens, Porensaugwasser, Sickerwasser, optimaler Grundwasserstand u.a.) ⁽²⁹⁾ unterstreichen noch das Gebot der übrigen Sparten betreffs Kartierung der Grundwasserverhältnisse und zwar nicht nur in den Zonen mit flach liegendem Grundwasser (Oberwasser), aus dessen Saugsaum die Pflanzenwurzeln einen Teil ihres Wasserbedarfes schöpfen, sondern auch in Regionen mit tieferen Grundwasserständen wegen des gleichen Interesses an den Fliessmengen, an den Grundwasserspiegelschwankungen und an natürlichen, künstlichen und halbkünstlichen Anreicherungen.

Mithin verlangen in erster Linie drei Hauptgebiete des Wasserwesens, die allgemeine Wasserwirtschaft, die Siedlungswasserwirtschaft und der landwirtschaftliche Wasserbau gebietserisch die systematische und gründliche Grundwasser-*Erforschung*. Des weiteren sind aber daran noch zahlreiche andere Gebiete des Ingenieurbauwesens wie der übrige Wasserbau, Siedlungsbau, Tiefbau, das Verkehrswesen, ferner der Bergbau, die Industrie, die Regional- und Landesplanung und viele andere Gebiete der Technik und Wirtschaft, der Verwaltung und des Rechts stark interessiert.

Solange noch keine wasserwirtschaftliche Rahmenplanung vorliegt, erfordert auch die wasserrechtliche Entscheidung über eine grosse Einzelplanung — in Oesterreich die durch *Rahmenverfügungen* gesteuerte Wasserwirtschaft ⁽³⁰⁾ — zumindest ein übersichtliches Bild der Grundwasserverhältnisse.

⁽²¹⁾ RICHERT J. : *Die Grundwasser mit besonderer Berücksichtigung der Grundwasser Schwedens*, München u. Berlin, 1911.

⁽²⁵⁾ In Europa ausserdem nach System Fehlmann.

⁽²⁶⁾ KAZMANN R. G. : River infiltration as a source of ground water supply, *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, June, 1947, Vol. 73, No. 6, Part 1.

⁽²⁷⁾ JANSO V. : Artificial replenishment of underground water (Réalimentation artificielle des nappes). *International water supply association* 2nd Congress, Paris 1952, Question 2, general report.

Sieh auch WEGENSTEIN M. : La recharge des nappes souterraines au moyen de puits centraux et galeries d'alimentation horizontales, communication présentée à l'Assemblée de Rome.

⁽²⁸⁾ RAMSAUER B. : Die österreichische Nährflächenreserve — das zehnte Bundesland. *Zeitschr. d. österr. Ing. u. A. V.*, Wien, 1948, H. 5-6 u. H. 12 der Schriftenreihe des Oesterr. Wasserwirtschaftsverbandes, Wien, Springer-Verlag, 1948.

⁽²⁹⁾ KOZENY J. : Die Durchlässigkeit des Bodens, *Kulturtechniker*, 1932-33. — Das Wasser im Boden und seine Bindung. *Oesterr. Bauzeitschrift*, Wien, 1952, H. 2, S. 21, H. 3, S. 40.

— *Hydraulik*, Wien, Springer-Verlag, 1953.

RAMSAUER B. : Das Bundesversuchsinstitut für Kulturtechnik und technische Bodenkunde in Petzenkirchen, *Tätigkeitsberichte* ab 1945.

— Bodenfeuchtedienst in Oesterreich, *Oesterr. Wasserwirtschaft*, Wien, 1949, H. 1/2.

— Boden, Bodenfeuchte und Kleinklima als Grundlage für Bewässerungen, *Oesterr. Wasserwirtschaft*, Wien, 1949, H. 3-4. u.a.m.

⁽³⁰⁾ HARTIG E. : Gesteuerte Wasserwirtschaft. *Die Wasserwirtschaft*, Stuttgart, 43 Jg., H. 1, S. 16 (Okt. 1952).

Die Ergebnisse der Grundwassererforschung werden in der Grundwasser-Kartierung dargestellt, um allen Interessenten zur Verfügung gestellt zu werden.

Die Grundwasserkartierung ist vor rd 100 Jahren mit der Darstellung des Momentbildes der Grundwasserströmung durch einen Grundwasser-Höhenschichtenplan begonnen worden. Schon i. J. 1856 wurde ein solcher Höhenschichtenplan für das Grundwasser im Lütticher Kreidegebiet verfasst ⁽³¹⁾. Die älteste österreichische Grundwasserkartierung aus den Jahren 1862-64 ist bereits erwähnt worden und wird unter Abb. 1 besprochen ⁽³²⁾. Im Deutschen Museum zu München wird ein Höhenschichtenplan der Grundwasseroberfläche der Umgebung Strassburgs nach einer Aufnahme A. Thiems v.J. 1874 aufbewahrt ⁽³³⁾. Man kann sagen, dass die Anfänge der Grundwasserkartierung bei jeder Nation schon in die Zeit des Beginnes der neueren Grundwassererforschung fallen ⁽³⁴⁾.

Die ältere Grundwasserkartierung bedeutet den Anfang einer Darstellung hydraulischer Komponenten. Mit der Beteiligung der Nachbargebiete in der Grundwasserkunde wurden die Kartierungen immer vielseitiger, besonders in Bezug auf den Grundwasserleiter. Die lagerstättenmässige Auffassung des Grundwassers als eines Bodenschatzes hat dies sehr gefördert. Sie entsprach auch der früheren mehr statischen Richtung der Grundwasserwirtschaft. So hat auch Halbfass nur die Absolutmenge des Grundwassers von Gr. Berlin mit 6 km³ (Mia m³) angegeben, aber keine Fliessmenge in m³/s ⁽³⁵⁾.

Die neuere Grundwasserwirtschaft besteht ausdrücklich auf der zahlenmässigen ⁽³⁶⁾ Erforschung, aber sie verlegt den Schwerpunkt auf die Ermittlung aller Bewegungsgrössen. Neben der Ermittlung der Grundwasserspiegelschwankungen, der Feststellung der Grundwassergeschwindigkeiten, der Filterwege und Filterzeiten kommt es uns in erster Linie auf die Kenntnis des Grundwasserdurchflusses, der *Fliesse*, an, deren langjähriges Mittel die Erneuerung (« Regeneration ») des Grundwassers, die Neubildung, der Nachschub ist, unter welchem Wert die gesamte Entnahme bleiben muss. Dazu kommen die Fragen nach der Herkunft des Grundwassers und nach den Ursachen der Grundwasserspiegelschwankungen. So fundamental der geologisch-stratigraphische Aufbau für das Studium der Grundwasserverhältnisse auch war und ist, so bleibt die Kartierung dieser Feststellungen doch nur der erste Schritt, dem weitere folgen müssen, denn, von kleineren Grundwasserbeschaffungen abgesehen, ist die Kenntnis der *hydraulischen* Verhältnisse bei grossräumiger Untersuchung heute unerlässlich geworden. Wenn in der Gegenwart in fast jedem naturwissenschaftlichen Gebiet auch eine dynamische Richtung gepflegt wird, so darf doch die Grundwasserkunde, die Lehre vom unterirdischen Wasserkreislauf, also an sich ein Gebiet voll von Bewegungserscheinungen, nicht mehr rein statisch aufgefasst werden.

Die Schwierigkeiten, welche sich der Ermittlung mancher Bewegungsgrössen entgegenstellen ⁽³⁷⁾, sind zweifellos der Grund dafür gewesen, dass mehr die ursprüngliche statische Richtung beibehalten worden ist und dass vorläufig auch Ersatzgrössen für die generelle Uebersicht über den Grundwasserschatz benützt werden, wie die « Brunnen-Ergiebigkeit » und die « Wasser-Höflichkeit ». Dabei darf aber nicht vergessen werden, dass das Endziel der Erforschung nur die Ermittlung der Naturgrössen, der wahren Bewegungsgrössen sein kann.

Im folgenden wird nun ein Idealprogramm für eine vollständige *hydraulische Grundwasserkartierung* grossräumiger Vorkommen aufgestellt.

Man kann vier Hauptabschnitte einer solchen unterscheiden :

A) Die Grundlagenforschung, welche die Unterlagen zur eigentlichen Grundwasseruntersuchung beschafft,

B) Die Grundwasserstandskarten,

⁽³¹⁾ DUMONT G. : *Les eaux alim. de la ville de Liège*, Liège 1856.

⁽³²⁾ Bericht der Wiener Wasserversorgungskommission 1864, sieh Fussnote 4.

⁽³³⁾ GWF : *Bahnbrecher der öffentlichen Wasserversorgung*, 1952, H. 8.

⁽³⁴⁾ KOEHNE W. : Grundwasserkartierung, *Deutsche Landeskulturzeitung*, Berlin, 1939, H. 3, S. 87-90 leitet seinen Bericht wie folgt ein : « Die Grundwasserkartierung ist eine deutsche Erfindung ».

⁽³⁵⁾ HALBFASS W. : *Grundlagen der Wasserwirtschaft*, Berlin, Verlag Borntraeger 1921, S. 83.

⁽³⁶⁾ KOEHNE W. : Die zahlenmässige Ermittlung der Wasserführung von Grundwasserströmen, *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1933, S. 505.

⁽³⁷⁾ Eine umfassende Darstellung aller Methoden zur Erforschung des Grundwasserschatzes ist in Vorbereitung durch den Verfasser.

C) Die weitere neuere fließmengenmäßige («hydraulische») Kartierung und schließlich

D) Die Kartierung der Grundwassereigenschaften.

Das Grundwasser-Kartierungswerk wird sich in jedem dieser Teile zusammensetzen aus Karten (Arbeits- und Reinkarten, Übersichts- und Detailkarten), textlichen Beilagen (Erläuterungen und Beschreibungen), Diagrammen und Tafeln. Die Darstellungen in den Karten können teils flächenhaft, teils durch Linien⁽³⁸⁾ und schließlich durch Eintragung typischer Punktwerte erfolgen.

Der Abschnitt A ist an sich ungeheuer vielseitig und noch weiter entwicklungsfähig. So kann z.B. der elektrische Leitwiderstand eine geeignete hydrologische Kennzahl bedeuten⁽³⁹⁾. Auch die Darstellung der undurchlässigen Sohle kann nach Höhengleichen erfolgen. Es sei hier noch auf einige Vorschläge hingewiesen⁽⁴⁰⁾. Unter den geologischen Unterlagen lassen sich Linien gleicher Schichtmächtigkeiten (Isopachen) entwickeln, und zwar unter möglicher Reduktion der erbohrten Schichtmächtigkeiten auf einen Vergleichswert des spannungsfrei durchflossenen («freien») Porenraumes. Sehr wertvoll wäre ein Bohrkataster, unerlässlich ist eine Bodenkartierung⁽⁴¹⁾. Ein weiterer Fortschritt in den Versickerungs- und Verdunstungsfragen würde sich durch den verhältnismässig billigen Einbau von Trichterlysimetern im C-Horizonte ergeben⁽⁴²⁾.

Die hydrogeologische Kartierung⁽⁴³⁾ greift bereits in den Abschnitt B über. Der Abschnitt D ist heute noch in Entwicklung, insbesondere wird schwer eine Einigung über die zu kartierenden Eigenschaften und über die Art der Darstellung zu erzielen sein.

Gegenstand der hydraulischen Kartierung sind nur die Abschnitte B und C. Von einer umfassenden Darstellung muss abgesehen werden. Die vielen Hilfsmittel und Unterlagen für die Karten führen bereits in das Gebiet der vergleichenden Methodik, z.B. Grundwasserganglinien, Grundwasserfalllinien, Trockenwetterabflusslinien usw. Dafür soll das die bisherigen Darstellungen ergänzende und abschliessende System einer vollständigen hydraulischen Kartierung durch eine Übersicht über die Teile und an Hand von Beispielen (Abb. 1 bis 6) erläutert werden.

Als einzelne Teile kommen folgende Typen in Frage :

Zu B) Grundwasserstandskarten :

- 1) Höhenlinien (Abb. 1),
- 2) Tiefenlinien (Abb. 2),
- 3) Linien gleicher Grundwasserspiegelschwankungen (Abb. 2),
- 4) Isanomalen,
- 5) Zonen nach jahreszeitlichem Auftreten der Höchststände (Abb. 3), bzw. der Tiefstände.
- 6) Linien gleichzeitigen Höchst - bzw Tiefstandes des Grundwassers.

C) Die Grundwasserflüsse :

- 1) Linien gleicher Grundwasserspense (Abb. 6),
- 2) Das Strömungsband der Gesamtflüsse (Abb. 5),
- 3) Das Längenprofil der Gesamtflüsse (Abb. 5),
- 4) Linie gleicher Einheits-Flüsse für ein Profil (Abb. 5),
- 5) Linien gleicher Einheitsflüsse für das Becken (Abb. 6),
- 6) Linien gleicher mittlerer Felddurchlässigkeiten (k),
- 7) Linien gleicher mittlerer Grundwassergeschwindigkeiten (kJ),
- 8) Karte der Brunnenergiebigkeiten je m Absenkung (Abb. 4),
- 9) bisherige Karten der «Ergiebigkeiten»,
- 10) bisherige Karten der «Höflichkeiten».

⁽³⁸⁾ Insbesondere durch Isoplethen d.i. Linien gleicher Zahlenwerte (Begriff nach L. F. Kämtz, Paris 1843).

⁽³⁹⁾ Siehe die geoelektrischen Grundwasseruntersuchungen und die diesbezüglichen Veröffentlichungen durch H. Thiele, Kiel.

⁽⁴⁰⁾ Vorschläge des Verfassers.

⁽⁴¹⁾ RAMSAUER B. u. TILL A.: Die österreichische Bodenkartierung, Wien, 1937.

RAMSAUER B.: Die Entwicklung der österreichischen Bodenkartierung. Der Förderungsdienst, Wien 1954 (2. Jg.) H. 9, S. 193-197

⁽⁴²⁾ Ausführungen von Joffe in New Jersey, USA, 1929 und Olbertz M. H., Berlin, 1952.

⁽⁴³⁾ Siehe die Arbeiten von Behr H., Giessler A., Grahmann R., Küpper H., Schneider H. u.v.a.

11) Typische Ganglinien der Grundwasserflüsse für Grundwasserwarten und Beckenprofile,

12) Dauerlinien der Grundwasserflüssen für Warten und Profile.

An die Spitze des Grundwasserkartenwerkes könnte eine hydro-petrographische Uebersicht über das gesamte Grundwasservorkommen mit Blatteinteilung gestellt werden.

Die beiden hauptsächlichen Darstellungen der Grundwasseroberfläche, nämlich nach Höhen- und Tiefenlinien, sind nach dem Beispiele in Abbildung 1 bereits vor 90 Jahren gleichzeitig auf demselben Kartenblatte verwendet worden.

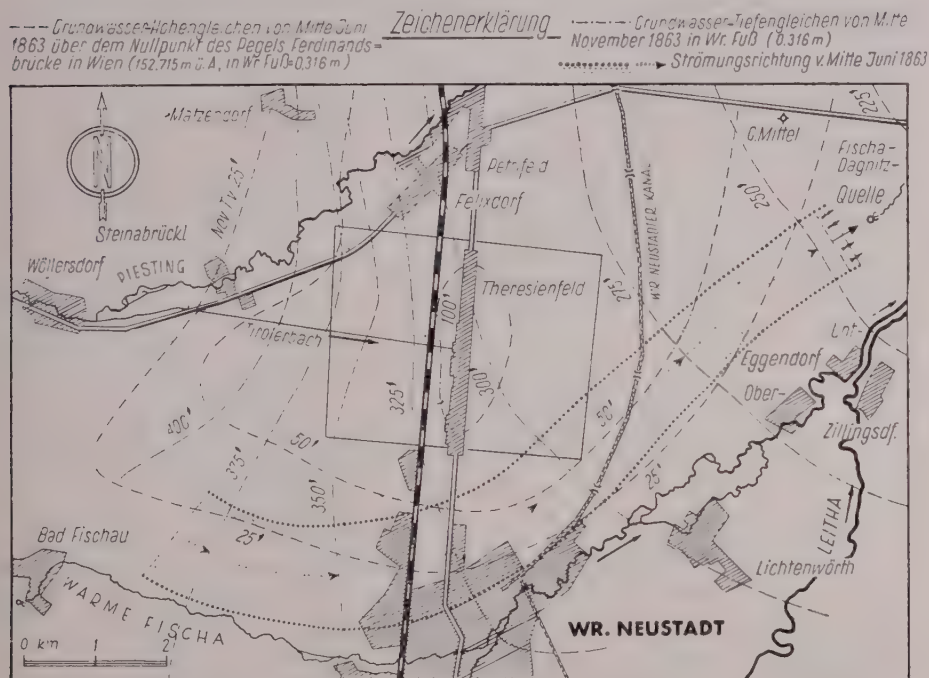


Abb. 1

Höhen- und Tiefenlinien des Grundwassers im Wr. Neustädter Steinfeld (nach dem Bericht der Wiener Wasserversorgungskommission v.J. 1864).

Die doppelte Darstellung ist ebenso für ein Detail wie auch für eine Uebersicht vorteilhaft. In letzterem Falle werden die beiden Kartierungen nebeneinander zur Darstellung gebracht. Sie geben dann im Vereine mit Beckenprofilen ein anschauliches Bild ⁽⁴⁴⁾.

In die Theresienfelder Darstellung aus dem Jahre 1864 ⁽⁴⁵⁾ sind noch die heutigen Siedlungsflächen und das Band der Grundwasserzuströmung gezeichnet, wie es nach dem Strömungsbilde von Mitte Juni 1863 zu einer Grundwasserfassungslänge von 1 km unmittelbar oberhalb der Fische-Dagnitz-Quelle gehören würde ⁽⁴⁶⁾.

Wenn zwischen den beiden Darstellungen zu entscheiden ist, so kommt derjenigen nach *Höhenlinien* (Schichtenlinien, Grundwassergleichen, Hydroisohypsen) wegen ihrer Einfachheit und Exaktheit, ihren wesentlichen Vorteilen und der Eignung für viele Verwendungszwecke unbedingt der Vorzug zu. Sie bezieht die wenig geneigte Grundwasseroberfläche auf eine ebene Basis (Meeresspiegel, NN oder ü.A.) und sie

⁽⁴⁴⁾ WUNDT W.: *Gewässerkunde*, Springer-Verlag, 1953, S. 144-146, Abb. 95 u. 97.

⁽⁴⁵⁾ Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungskommission, Wien, 1864.

⁽⁴⁶⁾ Ueber das Steinfeld vergl. auch: KLEB M.: das Wr. Neustädter Steinfeld, *Geographischer Jahresbericht aus Oesterreich*, X. Jg., 1912, Verlag Deuticke, Wien, 1913.

gibt für jeden Punkt die Strömungsrichtung und das Spiegelgefälle, während die Tiefe unter dem Gelände an jeder Stelle ohneweiters mit Hilfe einer guten topographischen Karte ermittelt werden kann.

Die Darstellung nach *Tiefenlinien*, d.s. Linien gleicher Tiefe des Grundwassers unter dem Gelände (Terrain, unter Flur) oder des Flurabstandes des Grundwassers, dient, wenn sie allein verwendet wird, nur besonderen Zwecken, bei welchen diese Tiefe grösste Bedeutung besitzt, wie für Meliorationskarten, für Verbauungszwecke, für hygienische Beurteilungen, sowie für Regionalplanungen. Früher hat man diese Darstellung auch bei militärischen Kartierungen benützt. Als Tiefenstufen könnte man heute 2, 3, 5, 10, 20 m wählen. Die Vorteile der Tiefenlinien kommen hauptsächlich in den Niederungen zur Geltung. In kuperem Gelände ist die Wahl desselben als Basis unvorteilhaft. Ferner liefert diese Darstellung keine Gefällswerte und keine Strömungsrichtungen.

Der bisher bekannt gewordene Teil der Kärntner Regionalplanungen ⁽⁴⁷⁾, nämlich diejenige für den Bezirk Wolfsberg im Lavanttale ⁽⁴⁸⁾, verwendet auch die Tiefenliniendarstellung. Diese Entscheidung wird durch häufigen Wechsel alluvialer, diluvialer und tertiärer Schichten begründet ⁽⁴⁹⁾.

Auch die kartenmässige Darstellung der *Schwankungen* des Grundwasserspiegels erfolgte schon in der ersten Zeit einheitlicher und fortlaufender Grundwasserbeobachtungen, wie die Abb. 2 zeigt, die sich gleichfalls auf das Neustädter Steinfeld bezieht ⁽⁵⁰⁾.

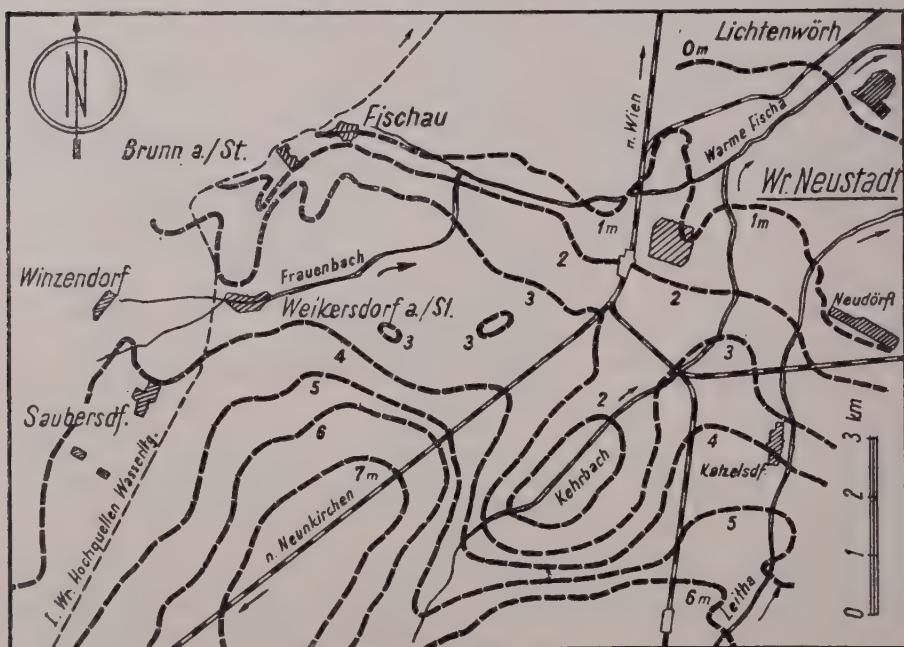


Abb. 2

Linien gleicher mittlerer Schwankungen des Grundwasserspiegels (nach W. H. Lindley für die Jahre 1883-92).

⁽⁴⁷⁾ POSSEGER S. : Wasserwirtschaftliche Regionalplanung in Kärnten. *Oesterr. Wasserwirtschaft*, 1953, H. 8-9 (Tagung in Velden), S. 186-193.

⁽⁴⁸⁾ Wie ⁽⁴⁷⁾, Abb. 3, S. 190 u. 191 mit Stufen -2-4-7- m.

⁽⁴⁹⁾ Nach mündlicher Mitteilung durch den geologischen Sacharbeiter Dr. N. Anderle.

⁽⁵⁰⁾ LINDLEY W. H. : Verwertung des Grundwassers zum Zwecke der städtischen Wasserversorgung insbesondere die projektierte Wasserversorgungsanlage aus dem Steinfeld bei Wiener Neustadt. Vortrag 2.11.96 im *Techn. Verein Wiener Neustadt und Sonderdruck des Technischen Vereins*, Wr. Neustadt, 1896.

Da die halbe Differenz zwischen Maximum und Minimum des Grundwasserspiegels eines Jahres als Amplitude aufgefasst werden kann, so bezeichnet man diese Linien auch als Isamplituden (Isoamplituden). Die Benennung nach Lindley war « Atmungskurven des Grundwassers » oder auch « Linien gleicher Dicke des Atmungskörpers ». Das Steigen des Grundwassers nannte er das « Einatmen », das Fallen demgegenüber das « Ausatmen ».

Für längere Beobachtungszeiträume ergeben sich naturgemäss noch grössere Extremwerte. Im Wasserwerk Wr. Neustadt-Süd liegen seit 1923 systematische Grundwasserbeobachtungen vor ⁽⁵¹⁾. Die grösste Schwankung wurde hier mit über 10 m festgestellt ⁽⁵²⁾. Eine noch grössere Schwankung des Grundwasserspiegels ist in der Eisenbahnstation St. Egyden im Stationsbrunnen während der Vorarbeiten ⁽⁵³⁾ der 90^{er} Jahre beobachtet worden. Die grösste Jahresamplitude 1895 hat einer Schwankung von 12,79 m entsprochen und während einer Beobachtungszeit von 3 1/4 Jahren war die Differenz zwischen den Extremen sogar 13,97 oder rd 14 m.

In manchen Grundwassergebieten liegen schon ausserordentlich lange Beobachtungsreihen vor, so :

a) in Berlin ab 1870 ⁽⁵⁴⁾,

b) in Eglfing, Bayern, ab 1906 ⁽⁵⁵⁾ und

c) im Wasserwerk Wr. Neustadt-Süd ab 1923 ⁽⁵⁶⁾.

Linien gleicher Spiegelschwankungen gewinnen aus verschiedenen Gründen einen besonderen Wert. Für alle wasserbaulichen, wasserwirtschaftlichen und baulichen Zwecke interessiert nicht nur die Tiefenlage des Grundwasserspiegels, sondern auch sein Schwankungsbereich. Diesen vermag man aus einer derartigen Darstellung für irgend einen Geländepunkt durch geradlinige Zwischenschaltung sofort abzuschätzen. Im Vereine mit dem örtlich veränderlichen Werte für den freien Porenraum des Schwankungsbereiches lässt sich ferner der natürliche Grundwasserspeicherraum als Nutzraum zwischen bestimmten mittleren oder extremen Spiegellagen ermitteln.

Die Linien gleicher Schwankungen des Spiegels sind ferner auch wichtig zur Beurteilung der Veränderung der Grundwasserverhältnisse gegenüber der Vergangenheit. So ergaben sich im Hessischen Ried zwischen Darmstadt und Frankfurt a. Main durch die Linie für die Spiegeldifferenz 3m wichtige Aufschlüsse über den Grundwasserschwind ⁽⁵⁷⁾.

Für das Wr. Neustädter Steinfeld hat schon Kleb ⁽⁵⁸⁾ 1912 nachgewiesen, dass es südwestlich von Wr. Neustadt keine ausgesprochene Hochwasserwelle gibt. Für solche Gebiete ist es bezüglich von Zeitfolgedarstellungen des HW günstiger, die gesamte Fläche nach *Zeitzone*n zu unterteilen, während welcher die höchsten Grundwasserstände auftreten, wie es in der Abb. 3 durchgeführt ist.

Für Gebiete mit ausgesprochener Hauptströmung des Grundwassers lassen sich Linien gleichzeitigen Höchst- oder Tiefstandes des Grundwassers entwickeln, *Isochronen* des HW und des NW ⁽⁵⁹⁾. Aus solchen Karten kann die Fortpflanzung einer Hochwasserwelle entnommen werden. Sie entsprechen auch den phänologischen Karten, z.B. in der Botanik.

⁽⁵¹⁾ RIEDL H. : *Studien über die Grundwasserspiegelschwankungen im Gebiete von Wr. Neustadt* (Maschinenschrift).

⁽⁵²⁾ *Nach Beobachtungen des Wasserwerkes Wr. Neustadt :*

Maximum am 1.7.1945 mit 270,40 gegenüber

Minimum 17.4.1930 mit 260,30.

⁽⁵³⁾ Vergl. : *Oesterr. Ing. u. Arch. Verein* : Bericht des Ausschusses für die Wasserversorgung Wiens, Wien, 1895, *Verlag des Oesterr. Ing. u. Arch. Ver.*

⁽⁵⁴⁾ DENNER J. : Die Grundwasserganglinie 1870-1952 in der Innenstadt Berlin im Hinblick auf einige Grundwasserprobleme Gross-Berlins. *Neues Jb. Geol. u. Paläontol.*, 97, S. 463-495, Stuttgart, Mai 1953.

⁽⁵⁵⁾ PEISL F. : 50 jährige Grundwasserbeobachtungen am Brunnen in Eglfing, Heft 9 der « *Besonderen Mitteilungen* » der Bayr. Landesstelle für Gewässerkunde in München, 1953.

⁽⁵⁶⁾ *Nach Mitteilungen des Wasserwerks.*

⁽⁵⁷⁾ THIELE H. : In « *Neuere Methoden der Grundwassererschliessung* », 1952, S. 44, Abb. 17.

⁽⁵⁸⁾ KLEB M. : *Das Wiener Neustädter Steinfeld. Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich*, X. Jg., Verlag Deuticke, Wien, 1913.

⁽⁵⁹⁾ Nach Schaffernak F. : *Hydrographie*, 1935, S. 241 : Linien gleicher Zeiten oder Zeitfolgelinien oder Tautochronen.

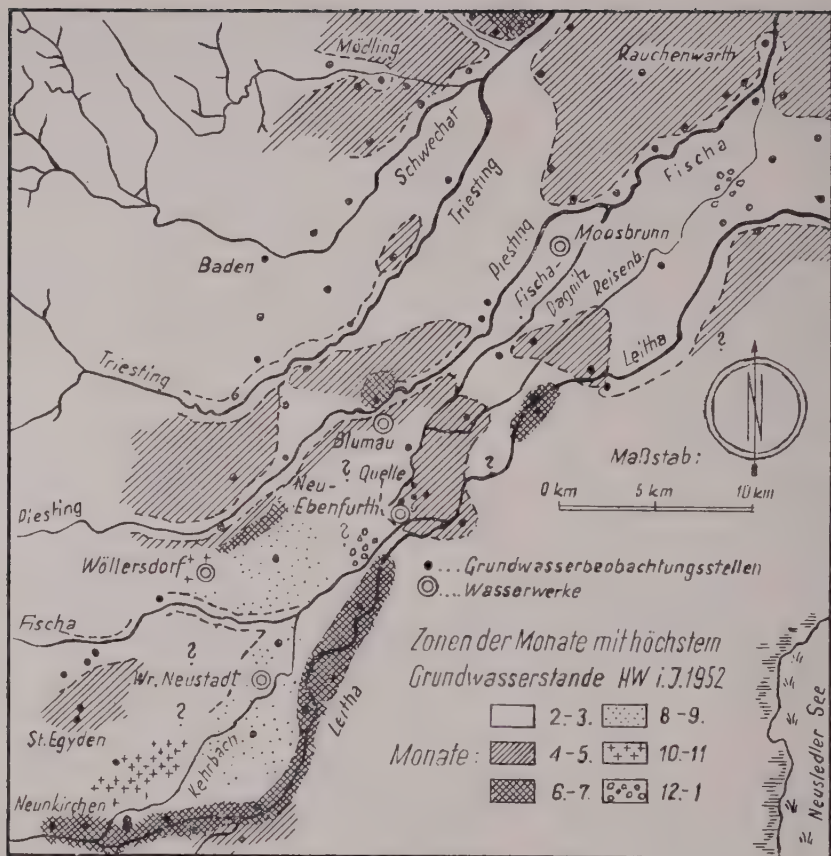


Abb. 3
Zonen der Monate mit höchstem Grundwasserstande i. J. 1952.

In Norddeutschland fällt der durchschnittliche Eintritt des höchsten Grundwasserstandes an der Ems auf Mitte Jänner, während er sich von der Küste landeinwärts immer mehr verzögert und in Sachsen den 1. April erreicht ⁽⁶⁰⁾.

Die Grundwasserhydrologen der Vergangenheit haben gerne zur Beurteilung der Ergiebigkeit einer Örtlichkeit im Grundwasserfelde die «spezifische Ergiebigkeit des Untergrundes» benützt.

Sie geht auf eine Definition des Altmeisters der deutschen Grundwasserhydrologie, A. Thiem, zurück u. zw. aus der Zeit vor 80 Jahren: $q = Q/s$ = Quotient aus Fördermenge und Spiegelsenkung ⁽⁶¹⁾. Durch int. Vereinbarung v. J. 1939 ist die Bezeichnung mit «Brunnenergiebigkeitsmass» geändert worden.

Hier handelt es sich um eine Brunnenergiebigkeit, welche als Vergleichswert für die Durchlässigkeit des Untergrundes benützt wird. Diese Zahl ist wohl bei hydrologischen Vorarbeiten in der Hand eines erfahrenen Hydrologen sozusagen zum Abtasten der örtlichen Hydraulizität eines vorgesehenen Fassungsgebietes nützlich, um die für einen Brunnenbau günstigste Stelle herauszufinden, erweist sich aber als

⁽⁶⁰⁾ WUNDT W. : *Gewässerkunde*, 1953, Springer-Verlag, S. 147-148.

⁽⁶¹⁾ THIEM A. : Die Ergiebigkeit artesischer Bohrlöcher, Schachtbrunnen und Filtergalerien, *Schillings Journal f. Gasb. u. WV*, 1870.

THIEM G. : *Brunnenergiebigkeit, Bohrtechnik-Brunnenbau*, 1953, H. 11.

PRINZ E. : *Hydrologie*, 2. Aufl., Springer-Verlag, 1923, S. 130.

allgemeine Kartierungsgrösse für ein weiträumiges Gebiet, eine Region oder ein Land, als ungeeignet, wenn die beiden Grössen Q und s aus bisherigen Versuchsbetrieben und aus bestehenden Dauerentnahmen mitbenützt werden sollen. Dennoch ist dieses Mass von hydrogeologischer Seite zum Zwecke einer Kartierung der «Ergiebigkeit» übernommen worden, obwohl wieder andere Hydrogeologen diesen Weg der Quotientenbildung als «ungeeignet» erklären ⁽⁶²⁾.

Die Werte Q und s beziehen sich auf einen Beharrungszustand eines Pumpbetriebes. Für jeden Brunnen gibt es aber viele solcher Beharrungszustände. Jedes Wertepaar entspricht einem Punkte der Ergiebigkeitslinie. Proportionalität würde nur im Sonderfalle einer Entnahme aus gespanntem Grundwasser gelten.

Bei Grundwasser mit freiem Spiegel ermittelt sich nach Darcy-Dupuit-Thiem die Ergiebigkeitslinie als quadratische Parabel, deren Scheitel in der undurchlässigen Sohle liegt. Nach neueren Erkenntnissen kommt dem untersten Verlaufe dieser Linie keine praktische Bedeutung mehr zu. Die benützten Wertepaare gehören aber wohl sicherlich dem oberen Teile an.

Die Abb. 4 weist die ausserordentlichen Schwankungen des Wertes Q/s nach, welcher die Steigung der vom Ruhespiegel ausgehenden Parabelsehne gegen die Lotrechte bedeutet.

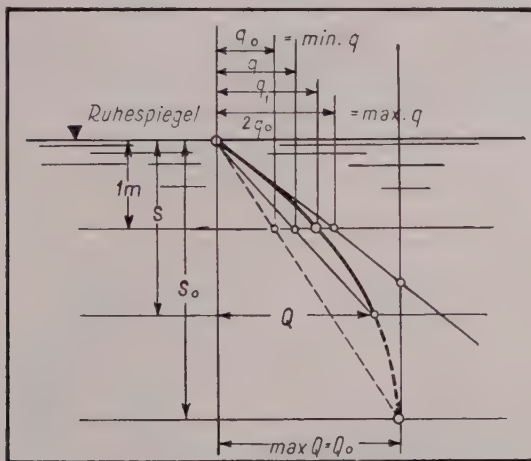


Abb. 4
Brunnen-Ergiebigkeit je Meter Absenkung.

In einem Beispiele mit $s_0 = H = 10$ m Mächtigkeit ergibt sich für den Bereich $s = 7,5$ bis $0,5$ m der Wert $q = 1,25 q_0$ bis $1,95 q_0$ oder ein Unterschied von 56 %.

Dazu kommt noch die Abhängigkeit dieses Quotienten von der Brunnenkonstruktion, insbesondere vom Brunnenradius. Nach Kozeny ergibt sich die Grösse des erreichbaren Maximums der Fördermenge, das sogenannte Fassungsvermögen, im Schnittpunkte der zum Brunnenradius r gehörigen Parabel mit jenem Strahl aus dem Sohlenpunkte der Vertikalachse, welcher gegen die Vertikale die Steigung $2r\pi$ aufweist ⁽⁶³⁾.

Bei Vergleich von 2 Brunnen mit den Radien 0,1 und 1,0 m resultiert aus den zugehörigen Ergiebigkeitsparabeln der Schwankungsbereich für das Fassungsvermögen 1 : 4,7 und für die dazugehörigen Absenkungen 11 % : 56 % der Mächtigkeit ⁽⁶⁴⁾.

⁽⁶²⁾ GIESSLER A. : Beiträge zur Arbeitsmethodik der Hydrogeologie. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, Berlin, 1953, H. 4, S. 139, H. 5, S. 176, H. 6, S. 218, insb. S. 177.

⁽⁶³⁾ KOZENY J. : *Hydraulik*, 1953, Springer-Verlag, Wien, S. 426.

— Theorie und Berechnung der Brunnen. *Wasserkraft und Wasserwirtschaft*, München, 1933, H. 8-10, 21.

⁽⁶⁴⁾ Nach einem Zahlenbeispiele in KOZENY J. : *Hydraulik*, 1953, Springer-Verlag, Wien, S. 426.

Die Schwankungen des Quotienten Q/s können demnach ausserordentlich bedeutend sein.

Auch Prinz bezeichnet dieses relative Mass als « ein nur ganz rohes Annäherungsverfahren »⁽⁶⁵⁾.

Absolute Masse im Sinne der bisher vernachlässigten flussmengenmässigen Beurteilung und Kartierung der Grundwassers sind in den Abbildungen 5 und 6 veranschaulicht.

Nachdem im vorstehenden die Grundwasserflüsse in ihrer örtlichen und zeitlichen Verteilung als das Endziel der Grundwassererforschung erkannt worden ist, so soll im folgenden das *Idealbild* einer Kartierung der Flüsse wenigstens generell und schematisch entworfen werden.

Wenn auch die ziffernmässige Erforschung zum grossen Teile noch der Zukunft angehört und sich da und dort wesentliche Schwierigkeiten auftürmen, so kann man doch auf Grund eines mehrjährigen Forschungsprogrammes nach und nach zu vorläufigen Zahlenwerten gelangen, die später immer mehr verbessert werden. Solche Verfahren mit wiederholter Annäherung – Iterationsverfahren – haben sich auch auf anderen Gebieten mit hochgradiger Unbestimmtheit bewährt. Im vorliegenden Falle kann die erste Annäherung mit Hilfe einer mittleren Landverdunstung, eine zweite mit einer mittleren monatlichen Verteilung derselben durchgeführt werden usw.

Abbildung 5 vermittelt ein schematisches Gesamtbild vom oberen Ende eines grossräumigen Grundwasservorkommens in kohäsionslosen Grundwasserleitern.

Auf Grund der Vorstudien sind die untersuchungswürdigsten Beckenprofile I II III .. bekannt. Stets gehören dazu die Randprofile, wie I. Das Profil II lässt auf Grund des breiteren Nährgebietes und des Schotterkegels oberhalb und zufolge

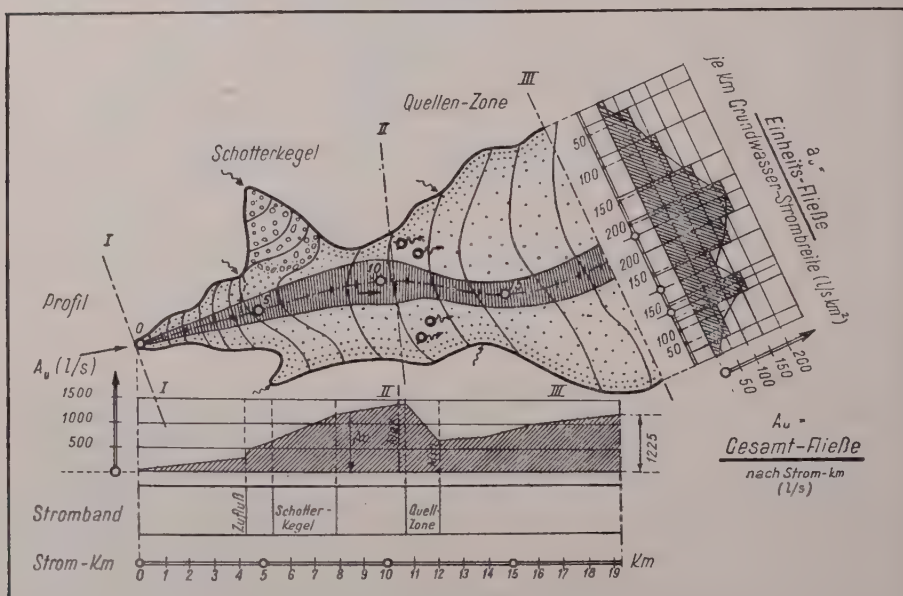


Abb. 5
Gesamtflüsse A_u und Einheitsflüsse a_u

der Lage einer Quellenzone unterhalb einen Höchstwert der Gesamtflüsse erwarten. Mit Hilfe des Grundwasserschichtenplanes für mittlere Abflussverhältnisse ist die Achse der Hauptströmung ermittelt und kilometriert worden. Die Gesamtflüsse A_u ist eine Funktion des Strömungskilometers. Sie kann entweder als Strömungsband (Band der Gesamtflüsse) von der Achse zur Hälfte nach beiden Seiten oder nach

⁽⁶⁵⁾ PRINZ E. : *Hydrologie*, 2. Aufl. Springer-Verlag, 1923, S. 130-131.

ihrem vollen Betrage im Längenschnitte aufgetragen werden. Die erstere Darstellung ist analog jener bei Oberflächenwässern für die mittlere Wasserführung MQ (m^3/s) oder für das spezifischen Energiedargebot (Wasserkraftpotential) je Kilometer Flusslänge.

Für einen Querschnitt III sind für die einzelnen Untersuchungsabschnitte nach Bohrlochgruppen die mittleren Durchflüsse aufgetragen, wonach sich zunächst eine Stufenlinie der Einheitsflüsse a_u ($1/\text{s.km}$) ergibt. Durch Verbindung der Mittelpunkte der Stufenauftritte folgt der Polygonzug der a_u — Linie — Linie der *Einheitsflüsse* a_u im Profile III und durch die Schnittpunkte des Polygons mit der Schar paralleler Strahlen für die Ordinaten 50, 100 usw. sind die Einstufungsabschnitte für die Einheitsflüsse a_u im Profile III ermittelt, welche in der Folge für die flächenmässige Kartierung der Einheitsflüsse Verwendung finden.

Die Abbildung 6 zeigt das Fortschreiten der Kartierung der Fließmenge von Profil zu Profil. Von den beiden Profilen I und II ist nur das Profil I eingehend durch Bohrungen und Pumpungen untersucht worden. An dieses Profil wird nun angebunden, ähnlich wie die geophysikalischen Untergrunduntersuchungen von einer bestehenden Bohrung ausgehen. Die Verteilung der Fliesse im Profile II ist mit Hilfe der Linien gleicher Grundwasserspense q_u ($1/\text{s.km}^2$) aus der Verteilung im Profil II ermittelt, wobei die Untersuchung nach Strömungselementen durchgeführt wird. Die Abbildung stellt ein solches Strömungselement dar, dessen Teilflächen ΔE planimetric werden. Zunächst ermittelt sich der Zustrom von oberstrom mit 239 l/s . Dazu kommt der Anteil der Versickerung als Summe der Produkte $q_u \cdot \Delta E$ im Betrage von 113 l/s . Die Summe aus beiden Teilen mit 352 l/s stellt die Gesamtfließse für Profil II dar, da ein seitlicher Grundwasserzufluss hier nicht in

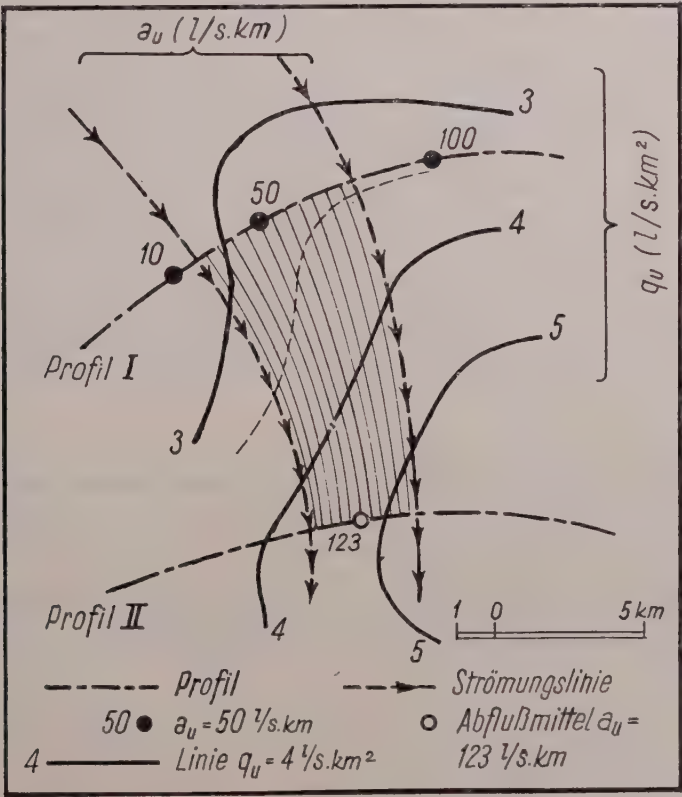


Abb. 6

Ermittlung der Linien gleicher Einheitsflüsse a_u aus den Linien gleicher Grundwasserspense q_u und aus der Verteilung der Fliesse über die untersuchten Profile.

Frage kommt. Die Aufteilung auf die Strömungsbreite von 2,9 km ergibt eine Einheitsflisse von 123 l/s.km für das untersuchte Element. Auf diese Weise folgen auch die weiteren Werte der Punktreihe der Einheitsflisse, die jeweils in den Halbierungspunkten der unteren Abschnitte der Strömungstreifen angeschrieben werden. Die Oertlichkeiten für die Stufenwerte 50, 100, 150 usw. werden in gleicher Weise bestimmt wie im Profile III der Abb. 5. Dieser Vorgang wird von Profil zu Profil fortgesetzt, worauf nur die Punkte gleicher Werte für a_u zu verbinden sind. So erhält man die *Linien gleicher Einheitsflisse* a_u .

Wie im vorstehenden nachgewiesen worden ist, wird durch den rapiden Anstieg des Grundwasserbedarfes, den lokalen Mangel, die Notwendigkeit einer Grundwasserswirtschaft, das Erfordernis einer Regional- und Landesplanung und durch den Zwang nach künstlichen Anreicherungen die Erforschung weiträumiger Grundwasservorkommen *unaufschiebbar*. Die Kartierung der Untersuchungsergebnisse erfordert eine Umorientierung von der früheren statischen zur neueren dynamischen Richtung und dementsprechende *Mehraufwendungen* für die Erforschung unseres Grundwasserschatzes, denn es kommt in erster Linie auf die Kenntnis der *Flisse* (flow, débit) mit ihrer örtlichen und zeitlichen Verteilung an.

In *Oesterreich* ⁽⁶⁶⁾ ist man seit 1947 ⁽⁶⁷⁾ im südlichen Wiener Becken im Studium weiträumiger Grundwasservorkommen richtunggebend vorangegangen. Für die fließmengenmässige Erforschung kommt in Oesterreich eine Reihe wertvollster Grundwasserschätze in Frage und zwar ausser dem südlichen Wiener Becken insbesondere noch das Marchfeld, das Tullner Feld, das Kremser Becken, die Welser Heide, das Unterinntal und viele Abschnitte der alpinen Längstäler, das Zollfeld, das Krappfeld u.v.a. Nur vereinzelt liegen Schätzungswerte vor, die besten noch für die Welser Heide. Doch auch darüber sagt der beste Kenner der Gewässerkunde Oberösterreichs, F. Rosenauer: « Man darf die erzielten Ergebnisse nicht als Endgültiges betrachten » ⁽⁶⁸⁾.

Auch der Gedanke der *Planer* an die *Zukunft* mit ihren zufolge der Bevölkerungszunahme, der Intensivierung auf allen Gebieten der Wirtschaft und des zu gewärtigenden höheren Lebensfusses noch vielfach gesteigerten Anforderungen an das Grundwasser sollte die Aufstellung und Durchführung eines umfassenden Programmes der als unerlässlich erkannten Arbeiten beschleunigen.

Die gleichen Probleme, die hier aufgezeigt worden sind, bestehen auch in den *übrigen Kulturländern*, und zwar sind dieselben umso aktueller, je grösser die Siedlungsdichte und das Wirtschaftspotential sind und je geringer das Naturdargebot ist.

Nach den obigen Darlegungen müsste sich auf dem Gebiete der Erforschung des Grundwasserschatzes als des lebenswichtigsten Bodenschatzes ein Austausch der Erfahrungen der einzelnen Nationen und die Aufstellung von Richtlinien für diese Erforschung ganz besonders fruchtbringend auswirken. Dies könnte im Rahmen der ASSOCIATION INTERNATIONALE D'HYDROLOGIE SCIENTIFIQUE durch einen entsprechenden Unterausschuss erfolgen.

⁽⁶⁶⁾ Über Österreichs Siedlungswasserwirtschaft siehe:

SEIDLING J.: Probleme der modernen Siedlungswasserwirtschaft. *Vortrag Ischler Tagung* 1949 u. *O. W. W.* 1949, H. 5/6.

— Die Wasserwirtschaft in Oesterreich unter besonderer Berücksichtigung der Siedlungswasserwirtschaft. *Forschung und Leben. Bonner Beiträge zur Raumforschung.* H. 2, Ardey-Verlag, Dortmund, 1951, S. 143.

⁽⁶⁷⁾ Durch die seit 1947 im Bundesministerium für Handel und Wiederaufbau bestehende Studienkommission für die Wasserversorgung Wiens.

⁽⁶⁸⁾ ROSENAUER F.: Wasser und Gewässer in Oberösterreich, o. ö. Landesverlag *Wels*, 1947, S. 120, 121 u. 126.

AUTOREN- UND ORTSVERZEICHNIS (nach Fussnoten)

- Agatz A. : (11).
 Anderle N. : (49).
 Arbeitsausschüsse,
 Deutsche Bundesrep. : (15).
 Arbeitskreise,
 Deutsche Bundesrep. : (15)
 Ausschuss für die Wasserversorgung
 Wiens (Ö. Ing.-u. - Arch. V. 1895: (53).
 Bayerische Landesstelle für Gewässer-
 kunde : (55).
 Behr H. : (43).
 Berdenich V. : (23).
 Bericht der Wiener Wasserversorgungs-
 kommission 1864 : (4), (32), (45).
 Berlin : (5), (42), (54).
 Bonner Beiträge für Raumforschung :
 (14), (46).
 Budapest : (23).
 Burgenland : (12).
 Curslack : (8).
 Darcy H. : (1).
 Denner J. : (54).
 Dijon : (1).
 Donaukanal : (22).
 Dumont G. : (31).
 Dupuit J. : (2).
 Eglfing : (55).
 Europa : (14), (25).
 Fehlmann-System : (25).
 Giessler A. : (43), (62).
 Grahmann R. : (49).
 Gross-Berlin : siehe Berlin.
 Halbfass W. : (10), (35).
 Hamburg : (8).
 Hartig E. : (30).
 Holthusen W. : (8).
 Ischl, Bad, Tagung 1949 : (66).
 Jansa V. : (27).
 Joffe : (42).
 Kärnten : (47), (48), (49).
 Kaiser Ferdinands Wasserleitung Wien :
 (21), (22).
 Kazmann R. G. : (26).
 Kleb M. : (46), (58).
 Koehne W. : (34), (36).
 Kozeny J. : (29), (63), (64).
 Küpper H. : (49).
 Leipzig : (6).
 Leitha : (20).
 Liège : (31).
 Lindley W. H. : (50).
 Lüttich : siehe Liège.
 Luger M. J. : (13).
 München : (6).
 New Jersey (USA) : (42).
 Nürnberg : (6).
 Österreich : (29), (66).
 Österr. Ing.-u. Arch. Verein : (53).
 Olbertz M. H. : (42).
 Pallasch O. : (14).
 Paris, Kongress 1952 : (27).
 Peisl F. : (55).
 Petzenkirchen : (29).
 Possegger S. : (47), (48), (49).
 Prinz E. : (61), (65).
 Ramsauer B. : (27), (28), (29).
 Ramsauer u. Till A. : (41).
 Ranney-System : (25).
 Richert J. : (24).
 Riedl H. : (51).
 Rosenauer F. : (68).
 Saaz : (9).
 Sankt Egyden : (53).
 Schaffernak F. : (59).
 Schneider H. : (43).
 Schroeder G. : (17), (18), (19).
 Schweden : (24), (27).
 Seidling J. : (12), (66).
 Sitte F. : (7), (9), (19), (37).
 Stadler R. : (3), (21), (22).
 Steinfeld : (46), (50), (51), (55), (58).
 Steinwender A. : (11).
 Strassburg : (6).
 Streck O. : (16).
 Streffleur V. : (3).
 Studienkommission für die Wasserver-
 sorgung Wiens : (67).
 Thiele H. : (57).
 Thiem A. : (6), (33), (61).
 Thiem G. : (63).
 Till A. : siehe Ramsauer B.
 Veitmeyer L. A. : (5).
 Vorarlberg : (13).
 Walgau : (13).
 Wasserversorgungskommission, Wiener,
 Bericht 1864 : (4), (32), (45).
 Wegenstein M. : (41).
 Wien : (2), (4), (11), (21), (22), (32), (45),
 (53), (67).
 Wiener Kaiser Ferdinands Wasserleitung:
 (21), (22).
 Wiener Neustadt : (52), (56).
 Wiener Neustädter Steinfeld : (46), (50),
 (51), (52), (58).
 Wiener Wasserversorgungskommission,
 Bericht 1864 : (4), (32), (45).
 Wundt W. : (16), (44), (60).



FORMATIONS AQUIFERES ET UTILISATIONS



THE OCCURRENCE AND UTILIZATION OF GROUND WATER IN NEW ZEALAND *

by

B. W. COLLINS

(N. Z. Geological Survey, Christchurch, New Zealand)

Summary

Ground water is widespread in the younger alluvial formations of Pliocene to Recent age, occurs more sparingly in the mainly marine Late Cretaceous and Tertiary sediments, and is present in only small quantities in the indurated basement rocks of pre-Cretaceous age. Some Late Tertiary volcanic rocks are good aquifers but others are only slightly permeable. There are several areas of artesian flow, the most prolific being in the young alluvial deposits. Of 40 of the larger cities and towns in New Zealand, 13 utilize ground water alone, 5 have supplies drawn from both surface and underground sources, and the remainder use surface water for their public supplies. It is estimated that the consumption of ground water for domestic, stock, and industrial purposes is of the order of 60 million gallons a day — equal to somewhat more than a third of the estimated total consumption of water for these uses. About a third of the population of some two million is dependent on ground water for domestic use. There is no positive evidence that supplies of ground water are being overdrawn in any part of the country, and it seems likely that there could safely be a great expansion in the use of ground water in many areas. The quality is usually good, though high iron and carbon dioxide contents of water from some of the alluvial deposits have caused trouble. The use of ground water for irrigation is rapidly increasing. Ground-water studies are being made by the Geological Survey at an increasing rate in response to the public demand for information. An Underground Water Act provides for local control of ground-water development where considered advisable.

* * *

Introduction

New Zealand consists of two main islands, almost equal in size, and a number of smaller islands, with a total area of 100,000 square miles. It forms the exposed parts of earth folds near the western margin of the Pacific Basin. The main fold strikes north-east and extends through the South Island and the eastern part of the North Island. The Auckland Peninsula projects north-west from the centre of the North Island, and at both north and south ends the South Island is broadened by north-west-striking ridges. The north-west strike is considered to be due to earlier fold movements than those responsible for the dominant north-east grain of the country. Metamorphic and indurated sedimentary rocks of Paleozoic and Early Mesozoic age, together with intrusive masses, make up the cores of the main structural ridges. In the angles between them and on the sea-floor nearby thick layers of detritus accumulated during Late Cretaceous and Tertiary times. Deposits of terrestrial origin and products of volcanic activity are also widespread.

The great variety of geological formations and structures in New Zealand results in the occurrence of ground water under an equally great variety of conditions in different parts of the country. The rocks present range in age from probable Pre-Cambrian to Recent, and include representatives of all the main subdivisions of geological time except the Silurian Period. Lithologically, New Zealand is composed of several varieties of metamorphic rocks (gneiss, schist, and marble), a large variety of sedimentary rocks of both marine and terrestrial origin, and igneous rocks ranging from acidic to ultrabasic in composition and including both intrusive and extrusive types.

* Published by permission of the Director, N. Z. Geological Survey.

Structurally, also, the country provides examples of many different types. In most parts of New Zealand all formations up to those of Late Tertiary and even Early Pleistocene age have been greatly disturbed by folding and faulting. Two widespread angular unconformities divide the stratified rocks into three major groups, and are the result of two major orogenic periods — usually regarded as of Early Cretaceous and Late Tertiary age respectively. Minor unconformities and discontinuities are of frequent occurrence throughout the sequence, showing that earth movements have been taking place in some part of New Zealand in almost every epoch of geological time, though the record is more difficult to decipher in the older rocks because of their complex structure and various degrees of induration and metamorphism. Faults of up to several thousand feet vertical displacement are known to have been formed since Middle Tertiary times, producing basin-and-range structure in large areas, especially in the South Island. Lateral or transcurrent movement on faults is also common, and a total lateral displacement of about 300 miles has been suggested on the great Alpine Fault along the western side of the mountain axis of the South Island. That earth movements are still continuing is evidenced by the occurrence of earthquakes, after some of which both lateral and vertical displacements of several feet have been noted. Volcanoes are also still active, showers of volcanic ash having fallen several times in parts of the North Island during the last century, and a few years ago there was a small flow of lava from the 7,500 ft cone of Ngauruhoe in the central North Island volcanic plateau.

Erosion, both subaerial and marine, has played a big part in shaping the present topography. A great extension of the valley glaciers, and the formation of a piedmont ice sheet on the West Coast of the South Island, during the Pleistocene Epoch, resulted in the carving or enlargement of great valleys in the mountains, and the resulting debris was spread widely over the lowlands in the form of moraines, fluvioglacial deposits, and alluvial gravels, sands, and silts. Loess blankets large areas, especially in the eastern part of the South Island. Eustatic changes of sea level, combined with tectonic differential movements in relatively recent times, have produced regions of drowned topography, such as the Marlborough Sounds (in reality rias), Banks Peninsula, and the many deep coastal inlets, as well as stretches of coast where the latest movement appears to be one of uplift as indicated by the series of marine terraces up to heights of several hundred or even a thousand feet above present sea level. Inland these processes have resulted in deep alluvial filling of tectonic basins, and the subsequent extensive terracing of the fill by down-cutting rivers.

In view of this diverse and disturbed geological history it is difficult to generalize about the conditions of occurrence of ground water in New Zealand. Broadly speaking, however, the younger rocks of fluvial origin are the most important ground-water reservoirs, and since these occur mainly in the lowland areas, which are more densely populated, they have been fairly extensively developed. Tertiary sediments, though widespread in areas marginal to the highlands, commonly occur in relatively small areas, isolated by erosion, and generally dip at moderate to steep angles (except in the west-central part of the North Island). There is also great lateral variation in composition and texture of beds in this group. Hence extensive aquifers, like those of some other countries — as, for example, the great artesian reservoirs of the Australian continent — do not exist in New Zealand. The structure of the pre-Cretaceous rocks is complex and the rocks themselves universally well-indurated or metamorphosed, so that intergranular porosity has been lost and ground water occurs only in small quantities in the secondary interstices — joints and the shatter-zones of faults. Among the igneous rocks, there is again a great variety of texture and structure, but with the exception of extensive flat-lying sheets of rhyolitic rocks in the north-central part of the North Island, and of cavernous basic lavas and permeable scoria beds in the Auckland district, no major aquifers of wide areal extent occur.

Waterbearing Formations

For convenience of description as aquifers Henderson (1942), in a paper prepared for the meeting of the International Association of Geodesy and Geophysics in Washington in 1939, and published later in a New Zealand journal, divided the rocks of this country into four classes, as follows: (1) old rocks (indurated Paleozoic and Early Mesozoic sedimentary and plutonic rocks with some metamorphic rocks),

(2) younger rocks (Late Cretaceous and Tertiary sediments), (3) Tertiary and post-Tertiary volcanic rocks, and (4) alluvial deposits (Pliocene, Pleistocene, and Recent gravels, sands, silts, and moraines). The following paragraphs briefly describe these four types of aquifer, mainly after Henderson but with some additional information. Their distribution is shown on the geological map of the country published by the N.Z. Geological Survey (1948).

(1) *Ancient sedimentary, plutonic, and metamorphic rocks* from the greater part of the South Island and a narrow strip along the main mountain axis of the North Island. Scattered patches are found also on the west coast of the North Island and in the North Auckland Peninsula. These rocks are those of the first group of the sedimentary rocks mentioned above, deposited before the Early Cretaceous orogeny, and forming the basement or undermass on which the covering strata of markedly lesser induration (the next group) were deposited. These basement rocks are of Middle and Early Mesozoic, Paleozoic, and possibly earlier age, and consist chiefly of great thicknesses (many thousands of feet) of indurated sandstones, siltstones and mudstones (greywacke and argillite), with minor conglomerates, and interbedded pillow lavas and tuffs. In the north-western and southern parts of the South Island considerable areas of chlorite, mica, and higher-grade schists, quartzites, gneisses, and marbles, as well as granite and other plutonic masses are also found. The original porosity and permeability of the clastic sedimentary rocks of this group have been destroyed. In common with the igneous and metamorphic rocks, however, they have been jointed and fractured by earth movements so that in many places they have a certain measure of induced porosity, especially at shallow depths, and wells of low yield are not unknown. In Wellington city, for example, several wells produce about 1000 gallons an hour from shattered zones in greywacke, and domestic wells are not uncommon in the schist area of Otago. Small springs in the hill country form useful sources of supply for stock, mainly sheep. On the whole, however, these rocks, covering probably more than half the total area of New Zealand, mainly at altitudes greater than 1000 feet above sea level, are unimportant as sources of water.

(2) *Sedimentary deposits of Late Cretaceous and Tertiary age* cover half the North Island, but are much less widely distributed in the South. These rocks include a wide range of varieties of texture and composition. Unproductive mudstones, siltstones, and argillaceous sandstones predominate over water-bearing sandstones, grits and conglomerates. Minor amounts of limestone are also found, and in places carry large quantities of water in enlarged joints and solution channels. In the west-central part of the North Island the beds dip at low angles over large areas, but elsewhere they are generally much disturbed by folding and faulting. This group constitutes the covering strata of the New Zealand area, and the rocks are in many places little indurated and retain much of their original porosity. This, however, is considerably reduced in many places by cementation. Many dug and drilled wells are known in these rocks, especially in rural areas. Only one public supply is known to be drawn from them — that of the town of Patea on the west coast of the North Island. In this region, the Palmerston-Wanganui Basin, a number of flowing artesian wells are known, from depths up to 1000 feet, and Ongley (1945) concludes that ground water is widespread in the sandstones. The yields of wells are low, however, in comparison with those from wells in alluvial gravels.

(3) *Volcanic rocks* (other than those included in group (1)) are widely distributed in both islands and range in age from about Middle Tertiary to Recent. The older rocks are generally consolidated and compact, and the ground water occurs in fissures and joints. Little water is produced from these rocks and many wells have been failures. The younger volcanic rocks are more important as sources of ground water. Fragmental rhyolitic rocks cover about 5000 square miles in the north-central part of the North Island and are generally fairly permeable. Numerous private and industrial wells have been drilled, but as far as is known no public supply draws on this source. Basic volcanic rocks of Late Tertiary to Recent age occur in the Auckland Peninsula, and in the Raglan-Kawhia district. The scoriaceous beds are commonly highly permeable and the lavas fissured and cavernous. Water of excellent quality is obtained from this group of rocks by a number of towns, many farmers, and a few industries. In the South Island the volcanic masses of Banks Peninsula and Otago Peninsula are poor sources of ground water. Several wells in the Dunedin city area obtain moderate supplies, probably from tuff beds, but very

few satisfactory wells are known on Banks Peninsula, although small springs are fairly common.

(4) *Alluvial deposits.* By far the most important sources of ground water in New Zealand are the deposits of sand, gravel, and other detritus laid down by rivers in Pleistocene and Recent times. Older alluvium, mostly of Pliocene age, also supplies large quantities of water but is generally less permeable because of a higher clay content and greater degree of compaction and weathering. The water in the older alluvium is also usually more highly mineralized than that in younger deposits. Most of the larger settlements, industries, and farming communities are situated on the lowlands or near the coast where these alluvial deposits are found, and hence a large number of wells have been sunk.

Although fluvial deposits predominate, some of the detritus is of eolian, glacial, or marine origin. It occurs in the form of dunes, filling of valleys and structural depressions, piedmont plains, the cover of river and coastal terraces, and bay-head deltas. Composition and texture vary greatly, but it is the gravel formations, composed of pebbles of the harder rocks, especially greywacke, that form the most productive aquifers.

In the North Island the larger areas of these deposits are in and near the base of the Auckland Peninsula and in the southern part of the island. Large areas occur on the east and west sides of the central part of the South Island and at the north and south ends. Smaller areas of similar material are widely distributed throughout both islands, mainly along river valleys or adjacent to the coast. Some of the more important districts where ground water is available from rocks of this group are: the Mercer basin, the Hamilton basin, the Hauraki lowland, the Palmerston North area (extending north-west to Wanganui and south-west through the Horowhenua coastal plain to Paekakariki), Poverty Bay, the Heretaunga Plains, the Hutt Valley, and the Wairarapa Valley in the North Island; in the South Island, the Waimea Plains near Nelson, the Wairau Plains near Blenheim, the Kaikoura Plain, the Canterbury Plains on the east coast (150 miles long and up to 40 miles wide — containing the largest reserve of ground water in New Zealand), the Westland Plains, the intermontane depressions of Central Otago, and the Southland Plains (including the Waiau River valley and the Waimea Plains). Towns and boroughs drawing supplies from this group of beds include: Palmerston North, Napier, Hastings, Upper Hutt, Lower Hutt, Petone (in the North Island), and Christchurch, Riccarton, Lyttelton, Rangiora, Ashburton, Temuka, Greymouth, Gore, Invercargill (in the South Island). Besides these public supplies, however, many residents of smaller communities and many farmers use ground water from this source, and in several areas industries use their own wells even where a public supply is available.

Generally speaking water in the near-surface deposits occurs under water-table conditions. In a number of alluvial areas, however, the interstratification of permeable and impermeable layers provides conditions suitable for the existence of sufficient artesian pressure to raise the water above the land surface when the deeper aquifers are penetrated by tightly-cased wells. In the Christchurch district, in the central part of the Canterbury Plains, is an area of artesian flow about 50 miles long and up to 10 miles wide, an account of which has been given by Speight (1911). Water from wells about 500 feet deep rises up to 30 feet above the land surface — the head being lower at lesser depths. The presence of highly permeable beds of greywacke gravel is shown by the large flows that have been obtained. The Kerrs Road well of the Christchurch City Council, 11 in. in diameter and 464 ft deep, has a natural flow at the surface of 102,000 gallons an hour, the static head (artesian rise) being 22 ft above the surface. The specific capacity of this well is therefore 77 (in gallons per minute per foot of drawdown) in spite of the considerable friction loss in the deep well casing. From this artesian system the public water supply of the city of Christchurch is obtained from about 60 wells, and neighbouring boroughs, numerous industries, and public utilities, as well as thousands of private persons also utilize large quantities of water from wells.

Similar though smaller artesian systems exist at Palmerston North, Heretaunga Plains (including the towns of Napier and Hastings), Hutt Valley (Lower Hutt and Petone), and the Hamilton and Hauraki basins. Flowing artesian wells in alluvial deposits have also been obtained at a number of other scattered localities where conditions of deposition have provided the necessary confining beds of silt or clay interbedded with permeable gravels. In general, artesian pressures are not high (heads above the ground surface being commonly only a few feet), and it is considered that the source

of the artesian water is within a few miles of the wells. Where water-level fluctuations have been studied, as in the Christchurch area, they correlate closely with local rainfall over both short periods and terms of many years. It is evident therefore that most if not all of the water is contributed by the infiltration of rain water to the water table in inland areas where the extensions of the artesian aquifers are not covered by impermeable beds.

It may be mentioned here that although most of the known artesian areas are in rocks of this group (4), confined water is common in other groups, especially in the young Tertiary rocks of group (2). A suitable structure for the occurrence of flowing artesian supplies exists in the Palmerston North-Wanganui area, and a few wells flowing above the surface from Tertiary rocks are known in the Bulls and Wanganui districts. Near Palmerston North, at Aokautere, a well 405 ft deep flows naturally into a tank on a nearby hill 150 ft above the site of the well: this is the greatest artesian head known in New Zealand. Another 2 in. diameter well nearby, 165 ft deep, flows at the surface at the rate of more than 150 gallons per minute and rises at least 100 ft.

Source and Quality of Ground Water

New Zealand as a whole is a humid country. The average annual rainfall at every meteorological station in the North Island is greater than 30 inches, so that if there is any area that receives less than this amount it must be of negligible extent. In the South Island the greater topographical relief results in a greater diversity of rainfall, but about two thirds of the island receives more than 30 inches annually. Almost all of the lowlying plains and basins of Canterbury and Otago on the east side of the island have annual rainfalls of between 25 and 30 inches. Only a few small areas receive less than 25 inches — mainly in Central Otago where less than 15 inches a year is the average over an area of some few hundreds of square miles, and parts of the Alexandra and Galloway districts record about 13 inches annually. More than 100 inches annually is recorded in several of the mountainous and hilly areas of the North Island, and a belt about 50 miles wide down the west coast of the South Island receives 100 to more than 200 inches.

Most of the larger rivers and streams are of perennial flow, those draining mountainous catchments in the relatively impermeable basement rocks being subject to great fluctuations in the amount of water they discharge. The largest river in the North Island, the Waikato, draining a large area of permeable rhyolitic rocks in the central part of the island and having the extensive Lake Taupo in its watershed, maintains a more regular flow than any other river of comparable size in either island. This is no doubt partly due to the stabilizing effect of the great ground-water reservoir with which the river is in hydraulic connection. Although there has been recent uplift of the land with respect to sea-level, most of the larger rivers have had sufficient time to entrench themselves in their old valley plains so that their lower reaches at least are close to base-level. Most rivers are therefore effluent streams — they are fed by, rather than contribute to, ground water. Where the configuration of the water table has been studied in detail it has generally been found that its position is above that of the water level in the adjacent rivers and streams. Fluctuations in the level of the water table follow with varying degrees of lag the local rainfall conditions. Only close to stream courses is the water table appreciably affected by the stream stage. It is thus apparent that direct downward percolation of rainfall is the main source of ground water in New Zealand, both in the older rocks forming the highlands and in the more recent rocks underlying the lowlands. As yet the infiltration capacity and permeability of only a few soils and subsoils have been tested by means of lysimeters.

Some of the smaller rivers traversing the Canterbury Plains are exceptions to this generalization and are influent streams over parts of their courses. They are supplied by rainfall on their hilly catchment areas, and on the upper part of the plains flow above the general position of the water table. At times of low stage of the water table, therefore, they lose water to the permeable gravels and sands underlying their beds, and in their middle courses across the plains are frequently dry. Towards their mouths, however, the water table again intersects their beds and the surface flow returns — probably in greater volume than in their upper courses. Overall, therefore, such rivers — the Kowai, Eyre, Selwyn, and Hinds are examples — have little effect on the groundwater regime of the Canterbury Plains. In the other

low rainfall area of the South Island — Central Otago — surface slopes are less steep and as far as is known the water table does not fall much below the river water levels. Ground water in some areas, however, may be partly supplied from the rivers under natural conditions, and it is likely that some water is supplied by rivers to wells in permeable materials that are situated close to streams. On the whole it may be concluded that influent streams — supplying water to the zone of saturation — are rare in New Zealand.

Because most of the ground water utilized in this country has a fairly local origin and has not moved for long distances and been for lengthy periods underground, it is generally of good quality, being low in dissolved mineral matter and usually relatively soft. Many of the major aquifers are composed of unreactive greywacke gravels, low in soluble minerals, which also contributes to the high quality of the ground water.

In and near areas of limestone and other calcareous rocks the ground water is naturally hard. In some areas mineralized and saline waters may owe their composition to an admixture of connate water. Some saline waters, especially near the coast, may owe their dissolved matter to the addition of cyclic salt blown inland in sea spray and deposited by the rain. This latter process is considered to be the cause of the salinity of the ground waters in some downland areas of Canterbury, where weathered silty gravels of low permeability and a cover of loess prevent rapid infiltration of rain water. The proportion of the precipitation normally evaporated is high, thus concentrating the sea salt in the water absorbed by the soil. After further heavy rain this soluble material is transferred to the ground water. Soil characteristics, such as certain types of clay pan and salt efflorescences on exposed soil and subsoil profiles, confirm the importance of cyclic salt in these areas. The composition of the dissolved matter in the ground water is also similar to that in sea water, modified by the processes of base exchange and absorption. The gravels and associated materials of these downland areas are of fluvial origin and hence must have been deposited in fresh water: the presence of salty connate waters seems therefore to be excluded as an explanation of the salinity of the ground water at the present time. In much the greater part of the alluvial areas of Canterbury, however, the gravels are unweathered and contain less fine material, and are covered with only a thin deposit of loess if any at all. They are therefore more permeable, circulation of ground water is active, infiltration rates are high, and the ground water is soft and low in dissolved minerals.

In some alluvial areas, especially those in which peats and peaty material are interbedded with the inorganic detrital deposits, the ground water is high in such undesirable constituents as iron, hydrogen sulphide, and carbon dioxide. Frequently, contact with air, agitation, or spraying of the water, is all the treatment necessary to render the supply acceptable. By these means the soluble iron compounds are oxidised to insoluble ferric hydroxide, which settles out as a reddish deposit: the hydrogen sulphide, responsible for an objectionable odour, is dissipated; and the carbon dioxide is reduced to proportions that are not capable of causing corrosion of iron pipes and fittings.

Thermal and mineral springs occur in the rocks of groups (1), (2), and (3), and a few rise in alluvium adjacent to rocks of these groups. Some may be of deep-seated origin and owe their heat and part of their dissolved minerals to bodies of hot rock lying close to the surface. Such is probably the origin of the thermal waters of the Rotorua and other well-known areas of the volcanic district of the central North Island. Others may be heated by the internal heat of the earth through deep circulation of meteoric water, and hence enabled to dissolve more of the soluble constituents of the rocks than is possible with cold water.

Utilization of Ground Water

Because of its generally abundant rainfall and hilly topography New Zealand is well provided with numerous perennial rivers and streams, many of which are utilized by communities, industries, and individuals as sources of water supply. Enormous quantities of surface water are also used to produce power in hydro-electric generating stations. The rainfall in most parts of the country in normal seasons is sufficient for all agricultural purposes, but in recent years the value of supplementary irrigation in low rainfall areas, and in dry periods even in parts of the North Island, is becoming more evident. Irrigation of pastures, field crops, and market gardens

is practised in many parts of the country and is increasing rapidly. The mild and equable climate does not necessitate the practice of air-conditioning of buildings on any but the smallest scale, and hence this process does not entail the consumption of large quantities of water, as is common, for example, in the United States of America. Apart therefore from irrigation and hydroelectric projects, water is used mainly for domestic and industrial purposes.

Many of the larger cities and boroughs have public water-supply schemes supplied from surface sources; the domestic supplies of many farmers and residents of smaller communities are derived also from streams or from rain water saved generally from roof catchments; water for stock is also in many areas available from natural streams or springs, or from systems of stock-water races that have been constructed to serve waterless areas of the plains. Nevertheless because of its convenience, purity, and cheapness ground water is quite extensively utilized both for the public supply of certain urban areas and on numerous farms for domestic and stock use. Many industries and some public utilities (e.g. hospitals) in areas where ground water is available prefer to use their own wells rather than draw on the public supply. And in some areas ground water is now being used in fairly large quantities for irrigation. Unfortunately accurate statistics of the utilization of water from the various sources are very incomplete, but some information is available for most of the larger urban supplies.

Data in regard to the public water supplies of 45 cities and boroughs with populations of more than 3000 were sought by means of a questionnaire circulated by the New Zealand Public Works Department in 1946, and a summary of the results was published in the following year (N. Z. Public Works Dept., 1947). An analysis of the figures for consumption of water from various sources was made by the writer and included in a report prepared for the International Water Supply Association (Collins, 1950b). Although there has been a considerable increase in population, and no doubt also in consumption of water, since 1946, no later figures are available. A summary of this information follows.

Of the four main centres of population only one (Christchurch, 103,000 *) is wholly supplied by ground water. Auckland (220,000) and Dunedin (78,000) have surface-water sources; and Wellington (124,000), though normally supplied by surface water, owns wells in the nearby Hutt Valley from which water could be pumped in an emergency. Surface water supplies the large Auckland boroughs of Mount Albert (24,000) and Mount Eden (20,000), the towns of New Plymouth (20,800), Timaru (19,000), Nelson (16,000), Gisborne (12,000), Masterton (10,000), Oamaru (9000), and 12 other towns of smaller population. Besides Christchurch, the following towns are supplied by ground water: Lower Hutt (31,000), Invercargill (24,000), Onehunga and adjacent districts (27,000), Napier (17,000), Hastings (16,000), One Tree Hill (12,000), Ashburton (8000), Greymouth (8000), and four other smaller centres. As in the case of Wellington, the following towns have surface supplies supplemented by ground water from wells or springs: Wanganui (26,000), Palmerston North (26,000), Petone (11,000), Upper Hutt (6000). Five towns with populations between 7000 and 18,000 have public supplies but provided no information on source of supply or quantity of water consumed.

The approximate population served and average consumption of water in 1946 in the 45 towns, classified as to source of water, are as follows:

Nature of Supply	Number of Towns	Total Population	Total Yearly Consumption (millions of gallons)	Average Daily Consumption (millions of gallons)
Surface	22	483,000	13,000	35
Underground	13	264,000	6,200	17
Surface and underground	5	193,000	5,500	15
Not stated	5	51,000	—	—

These are round figures only, and include some estimates where precise information is lacking. Probably only a small part of the water used by those towns

* The figures given indicate the estimated population served by the water supply system in 1946.

having both surface and underground sources is actually derived from wells. On the other hand many industries and private persons throughout the country utilize ground water. In the Christchurch area, for example, it has been estimated that an amount equal to that of the public supply is used within the city limits by industries and private well owners. The residents in adjoining boroughs and counties within the metropolitan area and in a large and closely-settled area of agricultural country surrounding the city also draw on the artesian water of the Christchurch system. The city consumption at the present time averages about 12 m.g.d. (million gallons a day). With the very incomplete information available it is impossible to make an accurate estimate of the total amount of water withdrawn from the Christchurch artesian system: nevertheless, taking into account all the factors known to the writer, it is probable that abstractions would average about 30 million gallons a day throughout the year. A very rough guess at the amount of ground water utilized throughout New Zealand at the present time would be more than twice this amount, or in the region of 60 m.g.d. It is known that the demand is increasing fairly rapidly, not only with the increasing population but also with the increasing industrialization of the country and with the general progress towards higher living standards.

For comparison, an estimate may be made of the amount of surface water used for domestic and industrial purposes in New Zealand. The figures already given show that in 1946 an urban population of 483,000 used 35 m.g.d. of surface water; while a further 193,000 used 15 m.g.d. from both surface and underground sources, the greater part of which was probably surface water. The total of 50 m.g.d. includes all that used in cities and boroughs of more than 3000 population, except for the few smaller centres that did not supply data. In addition surface water is used by numerous farmers for domestic and stock supplies and perhaps by a few industries. Industrial use is not likely to be great, however, as most industries in towns served with surface water would have no alternative but to use the public supply. Allowing for the increased demand since 1946 it seems probable that the total consumption of surface water in homes and industries in New Zealand would not exceed 100 m.g.d. This figure does not include the water used to generate electricity, supplied for stock in artificial channels fed from rivers (for example, the water races of the Canterbury Plains), or provided for irrigation — an amount that would be many times as great.

Rough as these estimates are, it seems clear that somewhat more than one third of the water used for domestic, industrial, and stock purposes in New Zealand is derived from the ground. Further, the population figures of the 40 towns about which information is available show that 333,000 people are partly or wholly supplied by ground water, compared with 607,000 dependent on surface supplies*. The proportion of the remainder of the population utilizing ground water is of course unknown, but may well be similar. The tentative conclusion therefore is that approximately one third of the total population of New Zealand (now about two million) is at least partly dependent on ground water for house and business supplies.

As regards the aquifers, from which the major town supplies are obtained, alluvial deposits of Pleistocene and Recent age provide the bulk of the water. The wells supplying the Auckland suburbs of Onehunga, One Tree Hill, Otahuhu, Ellerslie, and Papatoetoe are in Late Tertiary and younger volcanic rocks; and the springs that provide part of the Wanganui supply issue from Late Tertiary marine sediments.

Most of the ground water abstracted in New Zealand is used in homes and industries. Some is provided for stock. The use of ground water for irrigation is, however, increasing. Artesian water has long been used to irrigate orchards in the Napier and Hastings districts and market gardens in Christchurch. Spray irrigation of field crops and pastures, in part with water pumped from wells, is becoming more common, especially in the Waikato district in the North Island. Thermal and mineral waters, for the most part derived from natural springs, but supplemented by wells, are used for bathing and drinking at several resorts, mainly in the volcanic district of the North Island. Investigations and experiments have been in train for some years with a view to the utilization of geothermal steam for the generation of electricity.

* The population of Wellington (124,000) is included with those supplied with surface water as it is understood that the emergency wells have not been used for some years, and also because a major new surface-water scheme for this district is at present under construction.

Potentialities for Future Development

Because of the generally abundant rainfall and the good infiltration capacities and high permeabilities of many of the main aquifers it is probable that recharge to the ground-water reservoirs in New Zealand is relatively high. Investigations in most areas have not proceeded far enough to express in quantitative terms the amount of recharge to or the maximum safe yield of the aquifers. In most districts, however, it is quite apparent that abstractions of ground water are as yet far short of the natural recharge. There is no positive evidence in any part of the country of a progressive decline in underground water levels. In a few areas, especially those where flowing artesian wells can be obtained, it appears that there has been an initial fairly rapid lowering of water levels, which have since become more or less stabilized at a lower level. This is the normal experience in the development of groundwater reservoirs, as the water levels adjust themselves to the new conditions brought about by the introduction of artificial discharge by the pumping or free flow of wells. It is only if the decline continues for a considerable period under conditions of constant draft that overdevelopment of the reservoir is indicated.

Lack of long-term regular records of water levels in wells in New Zealand makes evaluation of the ground-water position in many areas almost impossible. In fact it may be stated that the greatest need at the present time, as regards ground-water studies in this country, is for the establishment of a network of observation wells in all areas where ground water is or is likely to be utilized on a large scale, so that ample warning of possible overdevelopment may be given.

The present writer has briefly discussed the probable natural recharge of the Christchurch artesian system (Collins, 1950b) and concluded that it was approximately five or six times as great as the estimated drawoff from the aquifers. This was based on a number of assumptions and is of course subject to review as further evidence is accumulated. In several other areas of artesian flow the large amounts of water withdrawn (much of which is wasted) have given rise to concern on the part of local bodies who fear that their public supplies may be endangered. Little precise information is available, but it appears probable that in some areas — e.g. the Hutt Valley and the Napier-Hastings district as well as Christchurch — investigations would show that an appreciable fraction of the safe perennial yield is already being utilized.

No impending shortages of ground water in areas with water-table (as opposed to artesian or confined-water) conditions are known to the writer. The ease with which water may be obtained, and the tendency to waste it, in the artesian areas have resulted in the greatest withdrawals in these areas.

Until it is established that in any area the safe yield is being closely approached or exceeded the question of artificial recharge need not be considered urgent. It may be mentioned, however, that Christchurch seems to be in a very favourable position for artificial recharge by surface water from the Waimakariri River, should such a practice ever become necessary.

Until recently there was little legal control of the development of ground water, but the Underground Water Act of 1953 now provides for the setting up of Underground Water Authorities in areas where the various local authorities agree on their desirability. Such authorities would have power to restrict the sinking of wells and the abstraction of water and to make regulations for the preservation of the purity and permanence of the supply. No action has yet been taken under this Act, but it is considered that the government has acted wisely in providing the necessary machinery for the regulation of ground-water developments before any undesirable and possibly irreversible changes in the ground-water regime have taken place.

Some Recent Regional Studies and Their Results

Henderson (1942) made reference to the more important publications on ground water in New Zealand up to that time, and a bibliography of 64 items up to 1951 was included in a paper by the present writer (1953). During the last 15 years the work of the N. Z. Geological Survey in the field of ground water has been increasing, in response to the public demand for information and advice in connection with water supplies and the hydrological aspects of irrigation and land drainage. Some of this recent work is briefly reviewed in the following sections.

North Auckland

Hay (1952) reviewed the ground-water resources of the North Auckland Peninsula. The basement greywackes and argillites of Permian age supply small quantities of water to wells drilled in the weathered zone, which is up to 60 feet in thickness; and also from fractured zones, which may be present at depth in the unweathered rock. The formations of Cretaceous and Tertiary Age are predominantly fine-grained and argillaceous, consisting of siliceous claystones, mudstones with flint lenses, and argillaceous limestones, which are generally not water-bearing. Minor amounts of crystalline limestone and the hard, fine-grained sandstones of the Otatau Group carry water in fractures and are regarded as good aquifers. Water has also been obtained from some other formations near dykes and faults and in intrusive masses of serpentinite. Basalt flows of the Kerikeri Group provide water from scoriaceous layers, ash beds, or fissured zones, either at the contact of the flow with the underlying rocks or within the series of flows. In places water-bearing gravels occupy old stream channels underneath the basalt. Gravels interbedded with or underlying the clays, silts, and peats of alluvial flats or stream terraces have also yielded useful supplies, but commonly the water is mineralized and contains iron.

Waikato Basin

Ground water is widely used in the lowlands along the middle course of the Waikato River by farms and dairy factories (Taylor, 1935). Besides its use for domestic purposes and stock, good quality cool water is required for cooling milk and cream, for washing plant and utensils, and by the factories processing dairy products. In recent years spray irrigation of pastures during dry spells in the growing season has become not uncommon, and water pumped from wells is used for this purpose on an increasing number of farms. The writer is indebted to Mr J. C. Schofield, N. Z. Geological Survey, Ngaruawahia, for the following information on the occurrence and quality of ground water in this area.

Only a little water is obtained from the well-indurated rocks of Mesozoic age, wells in the weathered zone yielding from 100 to 200 gallons an hour. The compacted, cemented Tertiary rocks are also not an important source of water, though some is obtained from solution channels in limestone.

The main sources of ground water are strata of Pliocene to Recent age, comprising loose to slightly compacted pumiceous gravels, sands, and silts of rhyolitic material, largely of fluvial origin. They were deposited in fairly large basins during at least three separate periods. Each period of sedimentation is thought to be an interglacial aggradation between glacial periods in which erosion was dominant, the controlling factor being Pleistocene sea-level fluctuations. The deposits of the last interglacial period (known as the Hinuera Formation) appear to be entirely of nonmarine origin, and their upper surface forms the extensive, partly peat-covered plains of the district around the town of Hamilton. The unconformably underlying Hamilton Hills Formation is of similar material but more compacted and ranges in age from Early Pliocene to Pleistocene. Peats are interbedded and some of the older beds are marine. Erosion remnants of this formation project as low rolling downs above the Hinuera depositional surface.

The Mesozoic and Tertiary marine rocks usually yield potable water of low mineral content. On the other hand water from the younger strata is in many places high in dissolved salts, and the iron and carbon dioxide content have caused encrustation and corrosion respectively in pipes. Within the Hinuera Formation there is a noticeable variation of water quality with the texture of the water-bearing material. Hollows containing fine sediments deposited in an anaerobic environment are separated by ridges of coarser sediments in an oxidized state. Shallow wells within the former invariably yield water excessively high in iron, whereas water from the latter usually contains less than 1 part per million. Normally wells in or near peat yield water high in iron, but drilled wells penetrating peat may yield water low in iron from a gravel aquifer separated from the peat by a layer of clay. This latter condition is, however, rare, as the Hinuera formation is in the main permeable, and the peats, whether at the surface or buried, appear to have supplied sufficient carbonic and other organic acids to have caused the reduction of all the Hinuera beds by means of the circulating acid ground water.

The average mineral content of water from the Hamilton Hills Formation at shallow depths is less than that at comparable depths in the Hinuera Formation.

As the sediments of both formations have been derived from the same source and have been deposited under almost identical conditions, the differences in mineral content of the contained waters are thought by Schofield to be due to the difference in age of the formations. Ground water has been circulating through the Hamilton Hills Formation for a much longer period, and during the period of erosion prior to the deposition of the Hinuera Formation circulation was probably more rapid than it is at present. The result has been the leaching out of the more readily soluble salts. With increase in depth the circulation of ground water probably decreases, as the basin is practically surrounded by impermeable rock. Consequently the water becomes more highly mineralized with depth, and waters containing the equivalent of up to 13 per cent sea water, possibly of connate origin, exist.

Western North Island

The work of Ongley (1945) in the Palmerston-Wanganui Basin has already been mentioned, including his conclusion that ground water is widespread in the coarser beds of the thick marine clastic sediments of Late Tertiary age that underlie this area. Few details of yield and water quality have been published, but it is known that some deep wells yield warm water (78°F) and that saline water with more than 3400 parts per million of dissolved matter has been struck in deep wells. It is probable that yields of wells are not great, though no doubt sufficient for household and stock supplies and probably for small industries.

Horowhenua District

Alluvial materials of considerable thickness (more than 500 feet) underlie the western part of the southern North Island from the vicinity of Palmerston North to about 20 miles north of Wellington, and it is known that well water is utilized by farms and settlements. Some details have been published by Hall (1946), who considered that there were at least two confined-water aquifers of wide extent from the lower of which water rose above the surface. Adkin (1948) described in detail some springs on the flood plain of a stream in this district.

Napier-Hastings District

Ongley (1937) investigated in a preliminary way the artesian system of the Napier-Hastings District. He stated that the ground water «has been hurriedly and somewhat irresponsibly developed, but has not been depleted», and recorded his opinion that there should be some unified control of the development of water supply within the district. Detailed investigations are being continued by Mr T. L. Grant-Taylor, N. Z. Geological Survey, Napier, who in a preliminary report (1952) stated that the amount of water at present used was of the order of 10 m.g.d. He considered that the main source of the ground water was leakage from the Ngaruroro River, and that the capacity of the aquifers was more than ten times this amount.

Hutt Valley

No recent studies have been made of the ground-water resources of the gravel-filled tectonic depression at the head of Wellington Harbour. The rapidly-growing towns of Lower Hutt and Petone are supplied by water from wells in this valley, and at one time the City of Wellington also utilized water from this area. E. R. McKillop (1935) estimated that the minimum safe yield of the groundwater reservoir of the valley as a whole was 25 m.g.d., assuming that the aquifers were fed by leakage from the Hutt River. The permeability of the water-bearing beds is, however, unknown, and it is quite possible that it is not high enough to allow a flow of this quantity with the hydraulic gradients attainable without opening the system to the possibility of sea-water encroachment.

Northern South Island

The Waimea Plains near the town of Nelson are known to supply water to wells,

and some farmers are interested in the possibility of developing ground water for irrigation. As far as is known no geological study has yet been made.

Ground water in the Wairau Valley near Blenheim was briefly reported on by Ongley (1944). Flowing wells are known in the lower part of the valley, and the water is reported to be soft and otherwise of good quality.

Canterbury Plains

Speight's (1911) account of the Christchurch artesian system on the eastern fringe of the extensive Canterbury Plains is still the best published source of information. Recent work has not confirmed earlier suggestions that the water is derived mainly from rivers, but the high degree of correlation between local rainfall and well water levels, in the opinion of the writer, indicates that precipitation on the upper part of the plains is the main source of supply (Collins, 1953). Alley (1951), however, considered that the effect of rainfall on water levels in wells was indirect only and due to the compression of the entrapped air between the wetted soil and the water table, which exerted a downward pressure on the water table; this in turn resulted in a rise in the water level in a cased well tapping the water-bearing stratum. Water-level rises after rain are, however, observed in deep wells penetrating several impervious beds of silt and clay, and in unlined dug wells and gravel pits, as well as in cased water-table wells. It is difficult to envisage a pressure effect in all these cases, though no doubt such a mechanism may be the cause of water-level rises under special conditions. Cumulative rises in water-table and artesian levels after long periods of high rainfall (and corresponding falls in water level during droughts) also indicate a causal connection involving infiltration of rain water to varying degrees.

The study of ground water in Canterbury has also involved its relations to drainage (Collins, 1950a), and the possibility of deep percolation of irrigation water and a consequent raising of the water table. Several large-scale irrigation schemes on the Canterbury Plains utilize surface water diverted from the rivers, and a recent rise in average water-table levels was responsible for a fear on the part of some that leakage from irrigation canals and excessive deep percolation were occurring. A study of water levels in non-irrigated areas, which have experienced a similar rise, and of rainfall records, shows, however, that higher-than-average precipitation has been the cause of the high water-table levels that have brought drainage troubles to much good farm land on the lower part of the plains in the last fifteen years (Collins, 1953).

Southern South Island

Some ground-water studies have been made on the Taieri Plains, near Dunedin, in connection with proposed wells to augment the Dunedin City water supply; and on the Southland Plains near Invercargill. No publications have yet appeared.

Numerous special investigations for water supply and drainage purposes have also been made in many other parts of the country in recent years. A mass of data is accumulating on Geological Survey files, but much yet remains to be done before an accurate and detailed assessment of the country's ground-water resources can be made.

REFERENCES

- ADKIN, G. L. 1948 : On the Occurrence of Natural Artesian Springs in the Horowhenua District. *N. Z. J. Sci. Tech.*, B, 29, pp. 266-72.
- ALLEY, P. J. 1951 : Fluctuating Levels in the Canterbury Artesian Wells. *Proc. N. Z. Inst. Eng.*, 37, pp. 86-102, and discussion pp. 103-12.
- COLLINS, B. W. 1950 a : Ground Water in North Canterbury, between the Waimakariri and Ashley Rivers. *N. Z. J. Sci. Tech.*, B, 3, pp. 249-68.
- 1950 b : The Conservation and Protection of Underground Water in New Zealand. *Int. Water Supply Ass., 1st. Congr., Amsterdam*, pp. 652-64.
- 1953 : Ground Water in the Hydrologic Cycle, with Special Reference to Canterbury, New Zealand. *Roy. Soc. N. Z., Rep. 7th. Science Congress, Christchurch*, pp. 127-39.
- GRANT-TAYLOR, T. L. 1952 : Hydrology of the Heretaunga Plains. (Paper presented to 8th. N. Z. Geol. Surv. Conf., Wellington). (unpublished).

- HALI, W. E. 1946 : Water Supply for Coastal Area between Foxton and Levin. *N.Z. J. Sci. Tech.*, B, 27, pp. 431-5.
- HAY, R. F. 1952: The Rocks of the North Auckland Peninsula Considered as Potential Aquifers. *N.Z. J. Sci. Tech.*, B, 33, pp. 248-57.
- HENDERSON, J. 1942 : Underground Water in New Zealand. *N.Z. J. Sci. Tech.*, B, 23, pp. 97-112.
- McKILLOP, E. R. 1935 : The Underground Flow of the Hutt River as a Source of Water Supply. (Address to Wellington Philosophical Society). (unpublished).
- N. Z. GEOLOGICAL SURVEY, 1948 : The Outline of the Geology of New Zealand (to accompany the 16 miles to 1 inch geological map). Wellington 47 pp.
- N. Z. PUBLIC WORKS DEPT. 1947 : Municipal Water Supply and Sewage Data. *N.Z. Engng.*, 2(12), pp. 1247-51.
- ONGLEY, M. 1937 : Water-supplies, Hawke's Bay. *N.Z. Geol. Surv. 31st. Ann. Rep.*, pp. 23-32.
- 1944: Wairau Valley Ground Water. *N.Z. J. Sci. Tech.*, B, 26, pp. 143-6.
- 1945: Ground Water Resources of the Palmerston-Wanganui Basin. *N.Z. J. Sci. Tech.*, B, 26, pp. 200-5.
- SPEIGHT, R. 1911 : A Preliminary Account of the Geological Features of the Christchurch Artesian Area. *Trans. N. Z. Inst.*, 43, pp. 420-36.
- TAYLOR, N. H. 1935 : Water Supplies for Farms and Dairy Factories in Hamilton Basin and Hauraki Lowland. *N.Z. Dept. Sci. Ind. Res. Bull.* 48. 58 pp.

HYDROGEOLOGIE DU BASSIN D'ED DAOU (A l'ouest de Palmyre)

par

Chafic SAFADI

Ingénieur Géologue ENSG

Hydrogéologue à la Direction des Irrigations et des Forces Hydrauliques
de Syrie

Sommaire

Le Bassin d'ed Daou est une large cuvette synclinale, dont la partie centrale (Sahl ed Daou) est une immense plaine quaternaire fertile de 1.200 km² de superficie.

Les formations géologiques du bassin sont constituées par une série sédimentaire marine peu profonde, s'étendant entre le Crétacé Moyen et le sommet du Nummulitique. Une phase orogénique néogène a plissé cette série, en déposant dans le synclinal, en voie de formation, une épaisse série continentale, suivie par un remplissage quaternaire calme.

L'impluvium du Bassin d'ed Daou est de 6.000 km² de superficie; son climat est sub-aride et la moyenne annuelle des précipitations y est de 100 mm. La quantité des eaux infiltrées dans les différentes formations perméables, et surtout dans le Quaternaire où débouchent toutes les eaux résiduelles de ruissellement, serait de 60 millions de mètres cubes par an. Ces eaux sont très peu exploitées; elles sont soumises à une évaporation intense.

Il est souhaitable que des travaux futurs contribueront à l'exploitation totale de ces eaux pour mettre en valeur une plaine immense et fertile.

Summary

The Ed Daou Basin is a major synclinal depression with a central area (Sahl Ed Daou) composed of an extensive fertile Quaternary plain covering 1,200 sq. km.

The geological formations of the Basin consist of a series of neretic sediments ranging from the Middle Cretaceous to the top of the Nummulitic. This series was then folded in Neogene orogeny, during which a thick continental series was laid down in the syncline; this was followed by tranquil Quaternary deposition.

The catchment of the Ed Daou Basin covers 6,000 sq. km.; it has a sub-arid climate with a total average annual precipitation of 100 mm. The annual infiltration into the various formations, and especially into the Quaternary which receives all of the run-off water, appears to be some 60 million cu. mt.

It is hoped that future work will lead to the full exploitation of these waters and make use of this extensive and potentially fertile plain.

* * *

INTRODUCTION

Le Bassin d'ed Daou est une large cuvette synclinale alignée NE-SW entre Palmyre et Qariateine. Sa bordure orientale a un relief accusé pouvant atteindre 1.300 m d'altitude; elle coïncide avec le prolongement de l'axe des plis palmyréens. Par contre, sa bordure occidentale est peu élevée (550 à 900 m), et présente des pentes relativement douces.

La partie centrale du bassin est une vaste plaine allongée (Sahl ed Daou), formée par des dépôts quaternaires meubles, et dont la superficie est de 1.200 km² environ. La partie superficielle de ces dépôts est constituée par un sol dont la fertilité est devenue certaine, à la suite des projets agricoles établis ces dernières années dans la plaine.

L'exploitation de Sahl ed Daou est très réduite à cause de sa sécheresse apparente; elle est limitée à la partie septentrionale où le niveau piézométrique des eaux souterraines est proche de la surface. Il semble qu'à l'époque des Romains, l'exploitation a été limitée aux régions de Qasr el Hair et d'Abou Faouarès: la première a été irriguée

par le Barrage d'Ain el Bardé (grand barrage romain ensablé totalement); la deuxième par le Foggara d'Abou Faouarès.

Les études que nous avons effectuées sur le Bassin d'ed Daou en 1953, ont révélé une richesse importante en eaux souterraines, dont l'exploitation pour l'irrigation de Sahl ed Daou serait parfaitement économique.

ETUDE GEOLOGIQUE

I. — Stratigraphie

Le Bassin d'ed Daou a été formé dans des conditions caractéristiques de la Plate-forme Arabe : mer épicontinentale instable, avec une série de transgressions et de régressions, régimes lagunaires, lacustres et continentaux régnant surtout à la fin de l'Ere Tertiaire. D'une manière générale, les transgressions sont venues du NW, du N et du NE. Elles ont recouvert le bassin de nappes d'eau peu profondes; quelques unes semblent l'avoir à peine atteint. La série stratigraphique est la suivante :

1 — Crétacé Moyen (Cénomanién-Turonien)

Il est constitué par un calcaire dolomitique gris, brun ou rosé, à rognons de silex et à faune de Mollusques, d'Echinides et de Foraminifères. Des bancs d'anhydrite sont intercalés dans la partie inférieure; le sommet est très fissuré et présente des inclusions de bitume. La topographie est accusée; elle est caractéristique sur le terrain. Sa puissance est de 500 m environ.

2 — Crétacé Supérieur (Campanien-Maestrichtien)

a) *Campanien* — La partie inférieure est formée par des bancs épais de silex avec intercalations de niveaux marno-calcaires bitumineux et de niveaux phosphatiques; la partie supérieure est formée par une marne crayeuse à glauconie avec intercalations de bancs calcaires.

b) *Maestrichtien* — Marne crayeuse à Globigérines avec nodules de phosphates et glauconie.

Le Crétacé Supérieur a une puissance de 250 m environ. Il est développé surtout aux environs de Qariateine; il manque dans la région de Palmyre.

3 — Eocène Inférieur

Il est constitué par une marne crayeuse monotone à Globorotalia. La partie supérieure est rougeâtre par endroits; elle peut présenter aussi des intercalations de petits bancs de silex. Sa puissance est de 300 m environ.

4 — Nummulitique (Eocène Supérieur-Oligocène)

Il est constitué par une série de calcaires néritiques très fossilifères, passant au sommet à des faciès littoraux puis lagunaires, indiquant le retrait définitif de la mer. La puissance totale varie de 150 à 250 m. La coupe du Nummulitique peut se résumer ainsi : (de bas en haut)

- a) Calcaire compact blanc à Nummulites,
- b) Calcaire poreux à Spatangidés et à Nummulites,
- c) Calcaire poreux à Foraminifères, Echinides et Pectens,
- d) Calcaire poreux à Echinides avec intercalations de marne gypseuse bariolée,
- e) Grès bariolés, passant au sommet à un calcaire gréseux à faune pyriteuse abondante de Pectens et d'Echinides,
- f) Marne blanche gypseuse.

Cette formation présente sur le terrain une topographie caractéristique, peu accusée, sauf dans le Djebel Abiad et le Djebel Tyas, au NE du bassin, où elle atteint sa puissance maxima, et où ses différents niveaux peuvent être particulièrement distingués.

5 — Néogène (Miocène-Pliocène)

Il est formé par des poudingues plus ou moins grossiers dans la partie méridionale du bassin, et par une série de poudingues, sables blancs, molasses et marnes lacustres

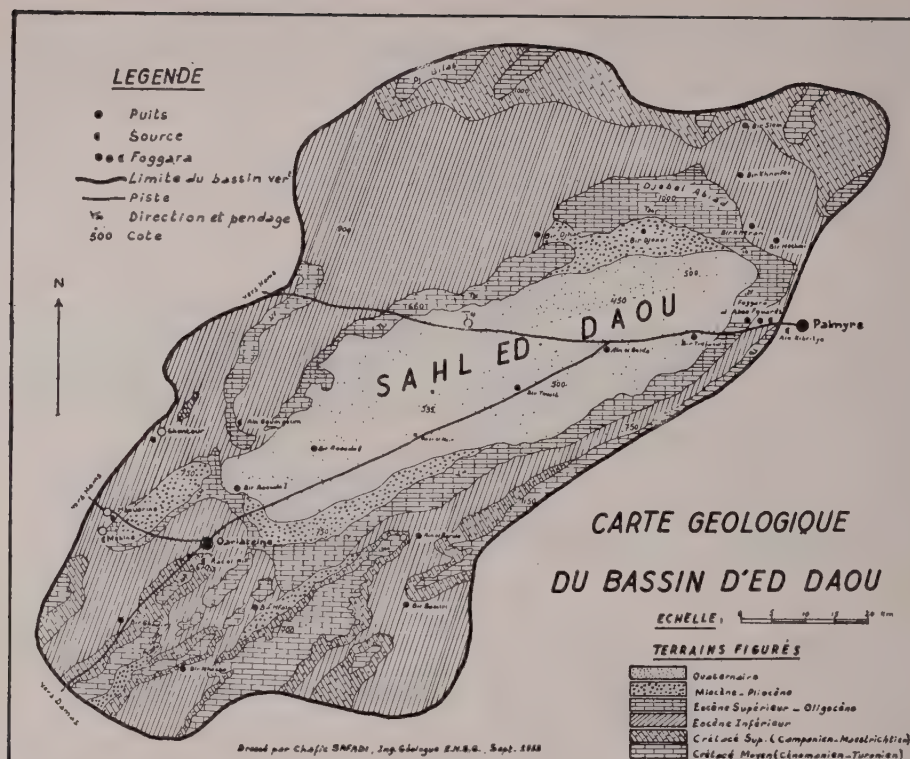


Fig. 1

dans la partie septentrionale. Les poudingues épousent, en général, le pendage des formations sous-jacentes. La succession des couches est indéterminée, car des changements latéraux sont fréquents dans cette formation. La puissance du Néogène peut atteindre 200 m.

6 — Quaternaire

Il occupe le Sahl ed Daou; il est formé par un remplissage de sables, cailloutis, boues, marnes lacustres plus ou moins gréseuses et sols. Son épaisseur peut atteindre 200 m.

II. — Tectonique

Le Bassin d'ed Daou présente dans l'ensemble une unité hydrogéologique complète; c'est un large synclinal fermé, bordé à l'W par l'Anticlinal de Chérifé. L'ensemble est compris dans la série des plis palmyréens, orientés SW-NE entre Damas et l'Euphrate.

Notons, au Sud de Qariateine, la présence de quelques dômes isolés parallèles, dont le noyau est constitué par des calcaires du Crétacé Moyen ou de l'Oligocène. Ces dômes présentent des plongements périclinaux et disparaissent en s'ennoyant complètement vers le Nord Est. Ainsi nous admettons que le bassin d'ed Daou est un synclinal dans son ensemble.

Nous n'avons pas remarqué dans le bassin des dislocations importantes pouvant apporter un changement radical à ses conditions hydrogéologiques. Le Crétacé Moyen est le seul étage qui présente des dislocations et des cassures fréquentes, car il est extrusif à cause de la rigidité de ses roches, de la présence à sa base, d'une couche

de gypse agissant comme lubrifiant et enfin, à cause des mouvements orogéniques intenses du Néogène.

III — Evolution structurale

L'évolution structurale du Bassin d'ed Daou peut se résumer ainsi, d'après la stratigraphie et la tectonique décrites ci-dessus :

— Transgression générale au Crétacé Moyen, couvrant la région d'une nappe d'eau uniforme; dépôt de calcaire dolomitique,

— Régression au Campanien; eaux très peu profondes et dépôt de bancs de silex et de phosphates; formation de bitume,

— Transgression générale au Maestrichtien, couvrant la région d'une nappe d'eau uniforme; dépôt de marne crayeuse blanche,

— Régression au sommet de l'Eocène Inférieur; eaux très peu profondes et dépôt de bancs de silex et de craie ferrugineuse,

— Transgression au Nummulitique; eaux peu profondes et dépôt de calcaires poreux très fossilifères,

— Régression à la fin du Nummulitique; eaux très peu profondes et dépôt de grès bariolés. Ensuite mouvements orogéniques entraînant le retrait définitif de la mer et l'isolement des mers intérieures; régime lagunaire et dépôt de marne gypseuse,

— Accentuation des mouvements orogéniques au Néogène; érosion très active et dépôt de poudingues grossiers; plissement des poudingues. Ensuite repos et dépôt de sables, molasses et marnes lacustres,

— Repos total au Quaternaire; remplissage continu de la cuvette par des matériaux meubles.

ETUDE HYDROLOGIQUE

I — Bilan Hydrologique

L'impluvium du Bassin d'ed Daou est particulièrement important : il a une superficie de 6.000 km² environ. En admettant, d'après la carte pluviométrique au 2.000.000^{ème} (DUBERTRET et FISH), que la hauteur moyenne des pluies tombant sur l'ensemble du bassin est de 100 mm par an, la chute annuelle totale serait de 600 millions de mètres cubes. Une grande partie de ces eaux s'évapore à cause de l'aridité du bassin, et le reste s'infiltre dans les différentes formations perméables. Le remplissage quaternaire reçoit une grande partie de ces infiltrations, car le bassin est fermé et les eaux résiduelles de ruissellement y débouchent. Ainsi, en fixant à 10 % le coefficient d'infiltration moyen du bassin, c'est le sort de 60 millions de mètres cubes par an qu'il faut déterminer.

II. — Formations Aquifères

Les formations aquifères du Bassin d'ed Daou sont séparées par des terrains imperméables; elles peuvent se grouper en quatre :

1 — Le calcaire crétacé moyen

Il est possible de confondre avec cette formation les bancs de silex du Campanien Inférieur. Cet ensemble est karstique; il est donc perméable en grand. Cependant les zones d'infiltration de cette formation sortent des limites de notre bassin, et ainsi sa nappe peut présenter un débit largement abondant.

Deux résurgences thermales ont été signalées dans cette formation à Palmyre à une cote relativement basse (430) : Ain Kibrityé (Q = 150 l/s) et Ain Qenah (Q = 20 l/s). Ces sources sont sulfureuses et ont une température moyenne de 30°. La teneur en soufre et en SH² peut être expliquée par la réduction de l'anhydrite (SO₄Ca) intercalaire dans le calcaire crétacé moyen, dans des conditions favorables. En effet, les inclusions de bitume remarquées dans ce calcaire permettent de supposer l'existence de milieux bactériologiques, pouvant aider à la réduction de l'anhydrite.

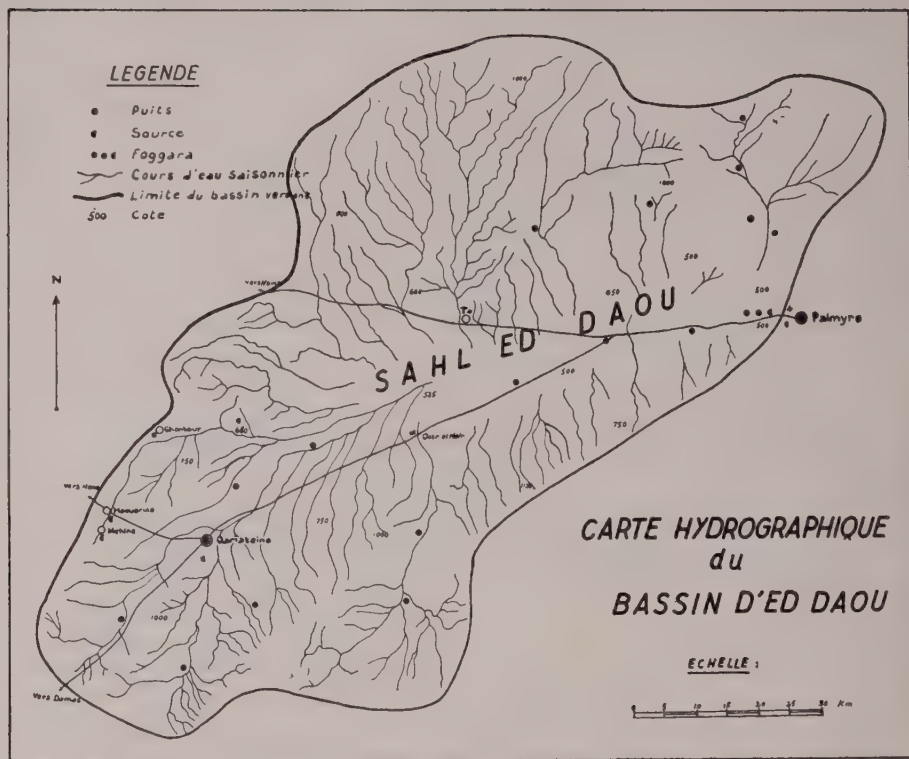


Fig. 2

De même, la température élevée peut être expliquée par l'existence de la nappe à une profondeur notable, à cause de la structure synclinale du bassin.

Une autre résurgence, subthermale, a été signalée dans cette formation aux environs de Qariateine : Ras el Ain ($Q = 10 \text{ l/s}$). Cette source est légèrement sulfureuse et sa température moyenne est de 20° ; elle émerge à une cote 670, c'est à dire 240 m plus haut que les sources de Palmyre. Nous admettons donc qu'elle est alimentée par une nappe indépendante, de même nature.

Enfin, les travaux de forage effectués récemment aux environs de Palmyre, par l'Iraq Petroleum Co, ont affirmé l'existence, dans le calcaire crétacé moyen, d'une nappe importante qui ne serait autre que celle qui alimente les sources de Palmyre.

2 — Le complexe calcaire du Nummulitique

La zone d'infiltration de cette formation est de 600 km^2 environ. Ainsi, en fixant à 10 % le coefficient d'infiltration moyen, les réserves de la nappe seraient de 6 millions de mètres cubes par an. Un seul exutoire de cette nappe a été signalé, celui du Foggara d'Abou Faouarès (cote 450); il débite 5 l/s en moyenne, c'est à dire 160.000 m^3 par an environ. Nous admettons que la solde des réserves s'infiltre, par des sources souterraines, à des contacts et cotes favorables, dans le remplissage quaternaire.

Le complexe nummulitique ne présente pas une formation homogène, à cause de la faible profondeur et de l'instabilité des eaux dans lesquelles il a été formé. Nous admettons donc la présence, dans cette formation, d'un certain nombre de niveaux aquifères dont l'extension est mal définie et les coefficients de perméabilité sont différents. Ainsi, le complexe nummulitique est un ensemble perméable, à cause de l'intercommunication probable entre ses différents niveaux, restriction faite pour

ses termes finaux, où le régime lagunaire a donné lieu à une marne gypseuse imperméable.

3 — *Le remplissage néogène*

L'existence de l'eau dans cette formation est hypothétique. En effet, elle ne présente sur le terrain aucun exutoire visible; de plus ses différents matériaux sont irréguliers et leur extension est mal définie. En outre, sa surface d'infiltration est limitée à cause de la rareté des affleurements. Les poudingues et les sables sont les seuls niveaux intéressants; ils sont surmontés par une marne lacustre, présentant les termes finaux du Néogène, et le séparant du remplissage quaternaire. Nous admettons, comme pour le Nummulitique, que la nappe probable du Néogène s'infiltré, par des sources souterraines, dans le remplissage quaternaire.

4 — *Le remplissage quaternaire*

Cette formation présente des niveaux et des amas perméables séparés par des niveaux de marne lacustre. Les régimes torrentiel et désertique rendraient impossible la détermination de ces niveaux. Aussi une prospection géophysique serait-elle indispensable pour mener à bien la prospection et l'exploitation de la nappe du Quaternaire.

La nappe du Quaternaire présente, restriction faite pour la qualité médiocre de ses eaux dont la teneur en sels est très élevée (2 à 5 g/l), une importance capitale quant à ses réserves. En effet :

- Les eaux résiduelles de ruissellement du bassin versant y débouchent,
- Sa surface d'infiltration est relativement grande; elle peut atteindre 1.500 km²,
- Une grande partie des réserves des nappes du Nummulitique et du Néogène s'y infiltre par des sources souterraines à des cotes et contacts favorables. Ceci est mis en évidence par le niveau piézométrique de ces trois nappes qui est sensiblement le même.

L'exploitation de la nappe du Quaternaire est très réduite; elle est limitée à un petit nombre de puits, dont les plus anciens sont Ain el Beida et Bir Tréfaoui. Le niveau piézométrique des eaux dans ces puits est voisin de 440 m.

L'exploitation actuelle des eaux souterraines du Bassin d'ed Daou est négligeable. Ceci pose la question du sort des eaux d'infiltration. Or, le bassin est fermé par rapport aux trois dernières nappes, qui reçoivent presque la totalité des eaux d'infiltration, car leurs formations s'appuient sur un substratum puissant de marne crayeuse imperméable du Crétacé Supérieur et de l'Eocène Inférieur. Nous admettons, par conséquent, que les eaux d'infiltration se perdent par évaporation durant la saison sèche, excepté celles du Crétacé Moyen qui se font jour dans la région de Palmyre et dans d'autres régions hors de notre bassin. Nous n'avons pas des données numériques sur l'évaporation dans notre bassin mais, des constatations personnelles nous ont permis de déceler une évaporation intense dans la zone basse (cote 440 à 500), où le niveau piézométrique est proche de la surface. En effet, le terme final de cette zone (terrains compris dans la courbe de niveau 450) présente un Chot inondé, parfois, durant la saison sèche.

Nous avons relevé dans le bassin, en dehors des formations aquifères décrites ci-dessus, quelques points d'eau situés dans la marne crayeuse du Crétacé Supérieur et de l'Eocène Inférieur. Ces points d'eau sont alimentées par des nappes emmagasinées dans des niveaux superficiels et altérés de la marne crayeuse, sur le trajet des ruissellements importants ou dans des dépressions locales. Cependant, ces nappes sont locales, peu abondantes et servent ainsi à l'alimentation en eau potable des tribus et des petites agglomérations.

CONCLUSIONS

Il résulte de l'étude hydrogéologique du Bassin d'ed Daou qu'il présente des conditions favorables à la présence des eaux souterraines en abondance. Ces eaux se perdent par évaporation dans la zone basse. Ainsi, une exploitation considérée pourrait rabattre le niveau hydrostatique et diminuer le coefficient d'évaporation.

Les nappes du Quaternaire, du Nummulitique et, éventuellement, celle du

Néogène peuvent être exploitées économiquement pour l'irrigation, par des forages ne dépassant pas 200 m de profondeur. Par contre, le captage de la nappe du Crétacé Moyen, dans la zone cultivable du bassin (Sahl ed Daou), exige des forages de l'ordre de 800 m de profondeur. Les eaux s'élèveront à la cote 430, signalée pour les sources de Palmyre, mais cette opération sera difficile à réaliser.

Il est certain que la superficie des terrains qui pourront être irrigués par les eaux disponibles, sera limitée par rapport à celle des terrains cultivables du bassin. Cependant, l'exploitation de ces eaux sera suivie par l'installation dans cette région non peuplée, de certaines fermes et agglomérations. Ceci amènerait à l'exploitation massive de Sahl ed Daou, en grande partie sans irrigation.

Il serait souhaitable que des travaux futurs de prospection et d'exploitation des eaux souterraines du bassin, contribueront à mettre en valeur Sahl ed Daou, plaine immense et fertile.

BIBLIOGRAPHIE

BURDON D. J. — *Underground Water in Syria. Conférence donnée au Congrès Agricole de Syrie.* Damas 1953.

DUBERTRET L. — *Carte Géologique de la Syrie et du Liban au millionième.* Beyrouth 1945.

L. DUBERTRET, H. VAUTRIN, A. KELLER et E. DAVID. — *Notes et Mémoires, Tome I.* Paris 1933.

FROLOW V. — Régime des sels dissous dans les eaux souterraines de la région de Palmyre. *CR. Ac. Sc.*, t. CXCIV, p. 2153, 1932.

MAZLOUM S. — *Contribution à l'étude des eaux souterraines de la Syrie-Nord.* Alep 1938.

PICARD L. — *Structure and Evolution of Palestine, with comparative notes on neighbouring countries.* Jérusalem.

GROUNDWATER IN THE ISLAND OF CYPRUS

by

David J. BURDON

Ph.D., M.Sc., B.E., D.I.C., A.C.S.M.,

A.M.M.I.M., P.A.I.W.E., F.G.S.

Ground Water Geologist

Food and Agriculture Organization of the United Nations

Sommaire

Une synthèse a été faite sur la documentation des eaux souterraines exposée dans plusieurs articles publiés durant ces dix dernières années (voir la liste bibliographique ci-joint), sur la géologie, l'hydrogéologie et les ressources en eaux souterraines de Chypre. L'hydrogéologie de chaque formation est résumée et ces formations sont classées en roches aquifères fissurées, disloquées, poreuses et aquicludes. Les facteurs conditionnant l'infiltration dans les réservoirs souterrains, l'extraction et la décharge, sont analysés succinctement; il a été exposé une estimation de l'extraction artificielle totale qui sera possible quand les ressources en eaux souterraines de Chypre seront complètement développées.

Summary

A synthesis has been made of the information on groundwater contained in numerous papers on the geology, hydrogeology and water-resources of Cyprus published during the past ten years (listed in the bibliography). The hydrogeology of each formation is summarized, and they are classified into fissured-jointed aquifers, porous aquifers and aquicludes. The factors governing input to, and extraction-discharge from, the underground storage reservoirs are briefly reviewed; an estimate is given of the total artificial extraction which may be possible when the underground water resources of Cyprus are fully developed.

This synthesis is mainly based on work carried out when the author was the Assistant Water Engineer in the Water Supply and Irrigation Department of the Government of Cyprus, from August 1949 to January, 1952. Since that date, there have been numerous advances made in our knowledge and exploitation of the underground water of the island.

* * *

I. General Geology

The accompanying geological map (based on Henson, Browne and McGinty, 1949) and Table 1 summarize the geology of Cyprus. The island lies on the southern fringe of the Alpine fold-zone, to which the Kyrenia ranges are assigned. The Troodos Massif may represent part of the foreland of Africa, and Eurasia and Africa may be considered to meet beneath the Mesaoria, or «Plain between the Mountains».

The Troodos Complex, though of an indeterminate age which is unquestionably pre-Cretaceous and may be pre-Triassic, can be considered as the nucleus around which the island has developed. The Complex consists mainly of a core of coarse banded gabbros which become finer in grain and more allied to folded sub-aerial flows towards the periphery. The ultra-basic rocks which occur within the gabbros may be either intrusive along thrust-planes, or belong to the original complex (see Bishopp, 1953).

The Trypa Group embrace rocks ranging from the Upper Triassic to the Jurassic. The older rocks outcrop mostly to the west and southwest of the Troodos Complex; they are of very mixed facies, including limestones, sandstones, shales, marls and some cherts, as well as serpentines, pillow-lavas, tuffs, basalts and dykes. Locally they are capped by the Petra tou Roumiou coral limestone and by its lateral equivalent,

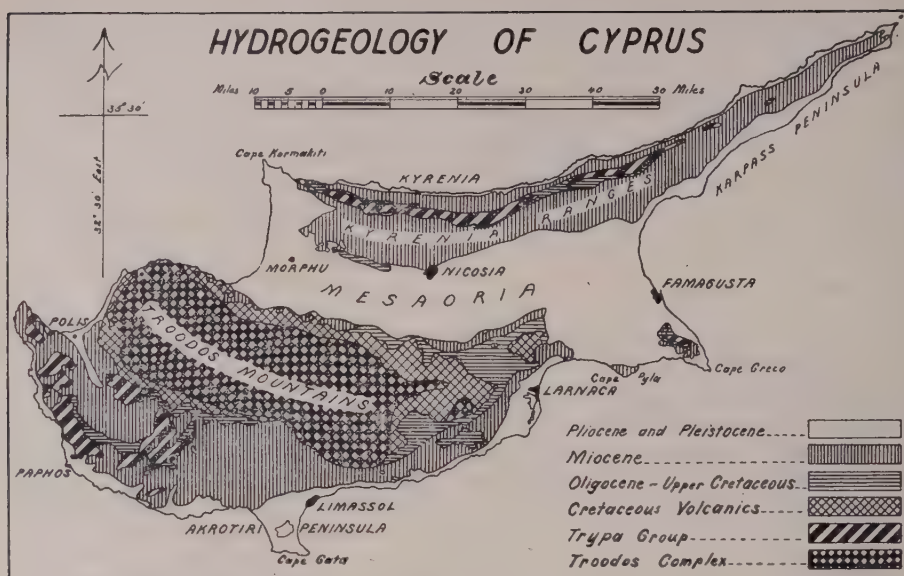


Fig. 1

the Akamas Sandstone. The Jurassic Hilarion Limestone is found only in the Kyrenia Range, where it outcrops as upthrust slices forming a jagged and dramatic skyline.

The Pillow Lavas occur as a fringe to the Troodos Complex, as separate outcrop in the Troulli area, and as thrust-slices in the Kyrenia Range. They are submarine andesitic lavas, containing zeolites; they were extruded, elevated, subjected to sub-aerial erosion and re-submerged prior to the deposition of the earliest rocks of the Lapithos Group.

The Lapithos Group range in age from Upper Cretaceous (Senonian) to Upper Oligocene; there was a local regression in the Danian-Ypresian, but no Secondary-Tertiary break. The rocks are mainly marls and chalks, often with flints. Nummulitic limestones occur in the Eocene on the east of the island, while in the Kyrenia Range there are thin-bedded flinty limestones. In the Kyrenia Range, the Lapithos was exposed to the full force of the Alpine folding and is much sheared; south of the Troodos Mountains it was shielded and is but gently folded.

The Dhali Group is of Miocene age and embraces two major heteropic facies. South of the Troodos Mountains, the Pakhna Formation consists of chalks, marls and some sandstones and gypsum lentils, not very dissimilar from the underlying Lapithos beds, except for the absence of flint in the Pakhna. Locally, basal conglomerates, and at Terra a reef-limestone, separate the two groups. North of the Troodos Mountains, and especially along the whole line of the Kyrenia Ranges, the contemporaneous Kythrea Formation consist of flysch-type sediments composed of material eroded from the rapidly-rising Kyrenia ranges. On the south, there existed a sinking fore-deep, whose rate of sinking balanced the rate of deposition. As a result, sedimentation took place in shallow lagoons, often cut off from the open sea by sandbanks, in which evaporation and salt-concentration was high. There are many gypsum beds and the rocks contain much cognate NaCl. Blue-black clays, rich in iron sulphides and carbonaceous matter, are common. In clearer waters to the south, the Koronia reef-limestones were formed. The Kythrea Formation was folded almost as soon as deposited on the south of the Kyrenia Range.

The Mesaoria Group consists entirely of post-tectonic formations. The Myrtou and Pissouri Marls were laid down in basins and mark the beginning of the Pliocene. They were followed by the Nicosia Formation, a littoral and shallow-water sandstone. The interface between the Pliocene and the Miocene has been revealed by drilling in

many areas and suggests sudden encroachments of the transgressive Pliocene sea over the post-Miocene landscape. In turn, there was a Middle Pliocene emergence, followed by the deposition of the Kyrenia and Athalsaa Formations, similar in facies to the Nicosia. The Quaternary deposits are very varied and cover large areas of eroded Miocene and Pliocene. They consist mainly of sands and gravels laid-down under deltaic, fluvial, littoral and flood-plain conditions, as well as sand-dunes and related aeolian deposits.

II. Topography, Rainfall and Climate

Cyprus may be subdivided into four main topographical units. The ancient dissected-plateau type Troodos Mountains rise up to Mt. Olympus (6,403'), the highest point in the island. The newly-upthrust alpine-type Kyrenia Ranges form a narrow ridge parallel to the northern coasts and extending into the Karpass Peninsula. The Mesaoria is a plain of recent emergence, erosion and silting, lying between the two mountain ranges. The coastal plains vary in width, but are found almost everywhere between the mountains and the sea. These coastal plains show evidence of changing sea-levels in the Quaternary, as also do the over-deepened beds of many of the rivers.

Total average annual precipitation on the 3,584 square miles of the island is estimated at 4,600 million cubic metres; this is based on rainfall for the 30 years 1911-1941. Mean annual rainfall varies from 12" on the plains to more than 36" on the highest parts of the Troodos Mountains; precipitation is controlled by the topography. Rain-bearing winds blow from the west, northwest and north. Rainfall is confined almost entirely to the winter and spring months; heavy showers are more common than gentle persistent rain. In spring and summer, torrential cloud-bursts may occur. The water held as snow on Troodos is released in spring, but is too little to persist into summer; for much of the year, the rivers are dry.

Even in winter, humidity is low and loss by evaporation is high. Temperature range is great; Nicosia has a total recorded range of 83°F., from 111°F. to 28°F. while even in winter a range of 50°F. is not uncommon. Cyprus lies close to the land mass of Asia Minor, and its climate is intense Mediterranean, tending to a sub-continental type. The most marked climatic feature is the hot dry summer from mid-June to mid-September.

III. Hydrogeology

An outline of the hydrogeology of Cyprus is readily grasped; see Table 1. The plutonic-igneous rocks of the Troodos Complex and the limestones of the Kyrenia Range store and transmit water through joints and give rise to almost all the spring of the island. The chalks and marls of the Lapithos Group and of the Pakhna Formation transmit or yield very little water; this also applies to the Mammonia Formation. The flysch-type sediments of the Kythrea Formation hold water in the coarser facies and in the gypsum lentils; this water is well-nigh invariably rich in dissolved salts. The Pliocene and Quaternary rocks hold much water in their pore-spaces and yield it to infiltration galleries, wells and boreholes; they seldom give rise to springs.

The hydrogeology of the island may conveniently be described when the rocks are classified into fissured-jointed aquifers, porous aquifers and aquicludes.

1. - *Fissured-Jointed Aquifers*

The serpentines, pyroxenites, gabbros and micro-gabbros of the Troodos Complex are the most extensive of the fissured-jointed aquifers, outcropping over 18.37% of the island. Except along such fissures, joints and shattered zones, these rocks are impermeable in their fresh or weathered state. These joints-fissures give rise to innumerable springs, whose yields range mostly from 25 to 200 cubic metres per day; there are a few larger springs. They respond quickly to rainfall, and yields decrease in summer. This suggests that the infiltration-zone for each spring is local and that there is no movement of water for long distances through these rocks. The small yields of the springs suggests that infiltration is not high.

Though it covers but 1.75% of the island, the Hilarion Limestone of the Kyrenia

TABLE 1

Tabular synopsis of the geology of Cyprus, showing the dominant water-bearing characteristics of each formation

Geological Period	C Y P R U S		
	Group	Formation	Water-bearing Characteristics
Holocene	Mesaoria Group	Not named; deltaic, fluvial, littoral and flood-plain deposits.	Porous aquifer; abundant water where deposits are thick, espec. on coast.
Pleistocene		UNCONFORMITY	
Pliocene		Athalassa Formation } Kyrenia Formation } Nicosia Formation	Porous aquifer; abundant water where deposits are thick and topography is favourable.
		Myrtou & Pissouri Marls	Aquiclude.
		UNCONFORMITY	
Miocene	Dhali Group	Kythrea Formation with gypsum lentils Pakhna Formation with Koronia Limestone Terra Limestone	Impermeable or water NaCl Water with CaSO ⁴ Mainly impermeable; rare springs where jointed Porous aquifer; springs Aquifer; limited extent.
Oligocene	Lapithos Group	UNCONFORMITY	
Eocene		Not sub-divided; chalks and marls with some flint-chert	Predominantly aquiclude; rare springs where folded.
Upper Cretaceous		UNCONFORMITY	
Middle & Lr. Cretaceous		Pillow Lavas	Aquiclude
		UNCONFORMITY	
Jurassic	Trypa Group	Hilarion Limestone Petra tou Roumiou Limestone Akamas Sandstone Mamonia Formation	Jointed-fissured aquifer No water due to topography Minor porous aquifer Aquiclude
Upper Triassic			
Undated	Troodos Complex	Serpentines and Pyroxenites Gabbroes and Micro-Gabbroes	Jointed-fissured aquifer: low infiltration.

Ranges give rise to the major springs of the island. The limestones are fissured, faulted and in places have almost a vertical dip. The topography is often extremely-rugged; krastic weathering is usual; there is a good forest-cover; run-off measurements show that even after heavy rain, there is no appreciable run-off from the limestone outcrops. There is every indication that infiltration is high. The limestone outcrops are surrounded by impermeable beds, which rise to varying heights around the limestone core. Where the impermeable dam is lowest, the water spills out of the limestone and so the whole outcrop is ringed with springs. Yield varies from

10,000 to 25,000 cubic metres per day in the great Kythrean spring to mere trickles and seepages in innumerable small springs and seepages. «The actual flow regime of Kythrea is interesting. In most years, the flow increases during spring, reaching a maximum any time between May and November, but usually about the end of July. The flow then decreases gradually to a minimum later in winter... The temperature of the spring water remains constant at 67.25 F, summer and winter». (Raeburn, 1945, p. 9).

The other jointed-fissured aquifers are small and are of minor importance. The Akamas Sandstone gives rise to the Fontana Amoressa springs west of Polis. Where the Lapithos chalks with flint are folded and jointed, as around Limassol, they may give rise to valuable springs; solution channels exist. The Terra Limestone gives rise to a few small springs, useful as a source of domestic water supply to villages; the Koronia Limestone likewise gives rise to some springs, the most important of which is the Panayia spring, led to Famagusta in a Venetian aqueduct.

2. Porous Aquifers

Only a very few of the pre-Miocene rocks can be considered as porous aquifers. The Akamas Sandstone locally forms a porous aquifer. The Petra tou Romiou reef limestone occurs as isolated blocks capping other types of Mammonia rocks and by its topographical position cannot be an aquifer.

The Miocene reef limestones, and especially the Koronia limestones, consist of coral reefs flanked by coral sandstones which have proved excellent aquifers under favorable topographical-infiltration conditions. Drilling to the north of Cape Pyla (Larnaca area) has shown that there is there a thickness of coral sandstone beneath the normal Pliocene aquifer of the area; water reaches the coral sandstone from the Pliocene and uses it as a privileged path of escape to the sea. The new boreholes at Phenaros, used to supply Famagusta, also appear to tap a similar coral sandstone aquifer.

In the Pakhna there are sandy beds which recently (1952) have yielded good water to boreholes near Paphos and in the Akamas Peninsula. Other sandy facies between Limassol and Larnaca remain to be tested.

The thick flysch-type sediments of the Kythrea Formation contain both porous and impermeable beds. Water is general in the sandstones and conglomerates. Invariably, it is high in dissolved solids. NaCl predominates, probably from cognate water held in the sediments; the NaCl content may be as high as 20,000 parts per million. Oxidation of the iron sulphides produces sulphurated hydrogen, while the gypsum contributes calcium sulphate. On the south of the Mesaoria, where the erosion of the pillow lavas has contributed considerable amounts of natrolite (soda zeolite) to the Kythrea beds, sodium carbonate water is often tapped. Here, however, deposition was in more open seas, and salt concentrations are very much lower.

The Mesaoria Group embraces all the major porous aquifers of Cyprus. Its main outcrop extends across the Mesaoria from Morphou Bay to Famagusta Bay, with an extension southwards to Larnaca Bay (Fig. 1). From the information obtained from the numerous wells and the 1,215 boreholes sunk between 1916 and 1952, it has proved possible to plot the contours on the surface of the underground water held in the Plio-Pleistocene aquifers of this region (Burdon, 1953, a). Throughout most of the area, the base of the aquifers rests on the blue-black clays of the Kythrea Formation, or on the Myrtou Marls. In the former case, the shape of the Miocene-Pliocene interface has controlled the type of sedimentation in the basal Pliocene as well as the location, and even the chemical composition, of the water in the overlying rocks. The erosion of the Pliocene has been extensive, even though protective hard-cappings of «havara» or «kafkalla» are common. In many areas, the residual Pliocene is too thin or too isolated to contain a water-table.

Along the coasts, Pleistocene deposits predominate. The location and the level of the lighter sweet underground water-table is influenced by those of the heavier salt water of the Mediterranean, in some variation of the Herzberg phenomenon. This gives rise to some springs and to many flowing boreholes along the coast of Morphou Bay (as at Syrianokhori) and at the mouth of the rivers of the Tyllirian coast. In Famagusta, where consolidated sand-dunes are the major aquifers, over-pumping has caused encroachment of the sea-water beneath the land; in places the fresh water-table is below sea-level. Recharge is practiced, using flood-water or water stored in Paralimni Lake, south of Famagusta. Around Limassol, there are

major aquifers in the Pleistocene, especially around Phasouri at the base of the Akrotiri Peninsula: careful development is taking place so as to avoid drawing saline water in under the land. Elsewhere along the coasts, water is found in the smaller Pleistocene deposits. Sub-surface flow takes place in the gravels of most of the over-deepened valleys draining from the Troodos mountains to the sea; this water has been developed by various methods and is much used for summer irrigation.

3. *Aquicludes*

The identification of the aquicludes of Cyprus is important not only in avoiding profitless attempts to tap water in these rocks, but also in studying their effects in controlling the downward movement of underground water. Aquicludes may cause springs to occur or retain water for development, depending on their own morphology and on their relationship with the topography.

As far as is known, the Mammonia Formation gives rise to no springs, nor does it contain any water to be developed by wells or boreholes. However, it is a complex formation, and more detailed examination and prospecting by boreholes might prove useful. Due to their limited extent and to their topographical habit of occurring as caps to hills, neither the Petra tou Roumiou Limestone nor the Akamas Sandstone normally hold or yield much water.

The Pillow Lavas surrounding the Troodos Complex are aquicludes. The spaces between the pillows is infilled with calcite, breccia material, zeolites and siliceous material, sometimes with a little manganese. The flows are cut by numerous feeder-dykes, one for each flow, and there are many injection-sills, often of mushroom shape. Despite this heterogeneity, no water penetrates below the altered surface of the lavas.

The marls and chalks of the Lapithos Group are aquicludes. The flint beds, the thin-bedded siliceous limestones and the nummulitic limestones are potential aquifers, especially where slightly deformed. In the Kyrenia Ranges, sheared Lapithos has been prospected by drilling, but yielded no water.

The Pakhna Formation is generally an aquiclude since it is normally a marl-chalk facies. The Kythrea Formation is more an aquiclude than an aquifer, and the blue-black clay is the typical representative of this formation. Around the Kyrenia Range, the Kythrea forms the impermeable dam enclosing the water-filled Hilarion Limestone. Beneath most of the Mesaroria and the coastal plains, the impermeable rocks of this Dhali Group hold up the underground water in the overlying Pliocene and Pleistocene beds.

At the base of the Pliocene occur the impermeable Myrtou and Pissouri Marls. These rocks outcrop east of Nicosia, and this is the only portion of the Mesaroria underlain by beds of the Mesaroria Group in which underground water may not be obtained by drilling.

IV. Groundwater

The study of groundwater may be subdivided into estimations of the amounts which annually reach the aquifers by natural or induced infiltration, of the natural discharge from springs undeveloped and developed, and of the artificial extraction from aquifers by pumping from wells and boreholes, or by gravity flow from infiltration galleries - called «chain-of-wells» in Cyprus. A summary estimates the present and possible future balance between annual input to and annual output from the aquifers.

1. *Infiltration and Recharge*

Apart from the Hilarion Limestone and the rocks of the Troodos Complex, the rates of infiltration into the other jointed-fissured aquifers of Cyprus are not known. However, these other jointed-fissured aquifers are of limited areal extent and of minor hydrogeological importance.

The Hilarion Limestone of the Kyrenia Range outcrops over 61 square miles. The average precipitation is 24 inches; total average annual precipitation on the limestone amounts to some 100 million cubic metres. The limestone is fringed with springs; the yield of the major springs has been gauged, but there are innumerable minor springs and seepages. The total annual spring discharge is estimated at

20 million cubic metres. If spring discharge equals infiltration, then the latter averages 20% of the rainfall.

Less is known of the Troodos Complex, covering some 658 square miles with the heaviest rainfall in the island. During the past 15 years a very great number of springs in this region have been developed for domestic water supply and for irrigation. This work included the collection of data on spring yield and spring discharge. The geological survey of the Complex is proceeding. The presence of a fringe of impermeable Pillow Lavas around the Complex minimizes the possibility of underground flow of infiltrated water out of the Complex into other aquifers or into the sea. A compilation of the existing information would give a good estimate of the rate of infiltration. It may be as low as 20 million cubic metres (3% of the rainfall) or as high as 80 million cubic metres.

The rates of infiltration into the porous aquifers of the island has been determined in detail for all areas underlain by tested porous aquifers. For the whole central plain, it is estimated at just under 200 million cubic metres per year. For the coastal Plio-Pleistocene deposits of Limassol, Paphos, Polis and the Kyrenia and Karpass coasts, it is estimated at some 100 million cubic metres. To these figures must be added some 40 million cubic metres, reaching known or suspected porous aquifers awaiting prospecting and proving. In all, it is estimated that some 340 million cubic metres, or 7.5% of the total rainfall on the island reach the underground porous aquifers. In some areas, infiltration rates as high as 48% have been indicated; in other areas there is no infiltration. Natural infiltration from stream-beds has also been calculated. In areas of low rainfall and low relief, the run-off averages but 2% (Burdon, 1951, *b*).

In all, it would appear that natural infiltration to the true aquifers (as distinct from infiltration to soil-cover, transpo-evaporation, etc.) amounts to between 400 and 460 million cubic metres per year. This is equivalent to between 8.5% and 10.0% of the total average annual precipitation.

Recharge of the aquifers is as yet of minor magnitude in Cyprus. The rivers are harnessed by means of innumerable weirs which turn the flood-flow out of the river beds and spread it over the cultivated land, chiefly for the irrigation of cereal crops, but also to store moisture in the soil for summer cultivation. Undoubtedly, this practice increases infiltration into the aquifers; where the underlying rock is coarse-grained and highly permeable, as in the Morphou region of the Mesaoria, the spreading of flood-water must increase the amount held in the underground reservoirs. The older detention reservoirs of the Eastern Mesaoria, and the modern storage reservoirs on the flanks of the Troodos Mountains, do not contribute anything to the underground reservoirs except in a very indirect and unimportant manner.

Interest in planned artificial recharge of the aquifers is gaining ground in certain areas. Thus at Famagusta, where overpumping has caused encroachment of sea-water beneath the citrus groves, studies have been carried out as to recharge possibilities. Attempts have been made to divert flood-water into the calcareous sandstone aquifers via disused open wells; little definite success attended this effort, as the well collapsed. Recharge with water stored in Paralimni Lake has had to overcome disputes over ownership and the fact that water stored for any length in the Lake leaches salt from the bed of the Lake, which was a closed basin prior to 1898. In 1952, surplus water pumped to Famagusta for the domestic water supply of the town was discharged into an old borehole, known to yield saline water. This has met with initial success.

2. Natural Discharge

Prior to human development, the natural discharge from springs must have balanced the natural infiltration. In addition to normal springs, there may be submarine springs, seepages up into the beds of rivers and to marshes, as well as innumerable types of minor seepages. Water was extracted by evaporation, aided by capillary action, and by transpiration, aided by the deep-penetrating roots of certain phreatophytes.

Spring development has for its major objective the concentration of all minor seepages of the area into one central discharge point, from which the concentrated discharge can be beneficially used. A general lowering of the water-table in the area may increase the extent of the underground basin draining to the spring; this lowering may reduce evaporation and transpiration losses (?). There may be an increased discharge from the spring for a period of time after development, due to

draining of the volume between the old and the new position of the water table. But development of a spring does not normally affect the overall input-output relationship for the area.

Discharge from springs, developed or undeveloped, continues to be a form of natural discharge; overdevelopment is not possible.

3. Artificial Discharge

Artificial discharge from aquifers may be brought about by pumping from wells and boreholes; the pumping device may vary from man or animal-powered lifts to deep-well turbine or electro-submersible pumps. In addition, infiltration galleries may penetrate aquifers and lead their water to surface at a gradient sufficient to induce flow, but less than the slope of the ground. Wells, boreholes and infiltration galleries are all used in Cyprus; they are employed almost entirely to tap water in the porous aquifers, though a modification of the infiltration gallery is used to develop springs in the Troodos Complex (Ward, 1951, p. 4).

Cyprus is dotted with innumerable wells; in the five-year period 1946-1950, sinking was at the rate of 1,000 per year. No census has been taken of the total number of wells in the island. Infiltration galleries are almost as old as the wells (see Humlum, 1952). In recent years, drilling of boreholes has been the major method of developing underground water. In the 20-year period 1904-1924, only 7 boreholes were sunk; in the next 20-year period 1925-1945, 915 boreholes were sunk; in the 5-year period 1946-1950, 787 boreholes were sunk. In 1951, 230 boreholes, and in 1952, 245 boreholes were sunk. In addition, sub-surface weirs and dams have been used extensively to bring to the surface water flowing deep in the gravels of the submerged or over-deepened valleys, especially those flowing to the sea to the south of Paphos.

The average annual discharge from wells and boreholes is difficult to estimate; water for irrigation is pumped only as required, and the requirements decrease markedly in a year of above-normal rainfall. By the end of 1950, it is estimated that the potential extraction from wells and boreholes was 58 million cubic metres per year, allowing a pumping season of 160 days. This would then be the extraction in a dry year. Chain-of-wells flow the whole year round and so are wasteful. By the end of 1950, it is estimated that the discharge from these infiltration galleries amounted to 35 million cubic metres per year. Total artificial discharge at that date was therefore about 93 million cubic metres per year.

4. Input-Output Relationship

Calculations of the input-output relationship for the aquifers of Cyprus, or anywhere else, must be based on the existing knowledge at that time. In December 1951, it was estimated that the total annual input to the underground reservoirs of Cyprus was some 450 million cubic metres. Of this, some 110 million cubic metres reappears as springs. Development will not increase this yields. The balance of 340 million cubic metres infiltrates into the porous aquifers. At the end of 1950, development of these porous aquifers enabled some 58 million cubic metres to be pumped from wells and boreholes, and some 35 million cubic metres to flow from chain-of-wells.

A program of development has been drawn up to increase the yield from these porous aquifers to 182 million cubic metres by the end of a 20-year development period, 1950-1970 (Burdon, 1953, a). Development will be principally by boreholes (4,000), but also by well-sinking and the construction of chains-of-wells. It is planned that by 1970, pumping from wells and boreholes will extract 140 million cubic metres per year, of which 128 million cubic metres will be for irrigation and the balance of 12 million cubic metres will be for domestic use. The yield from new chains-of-wells is placed at but 7 million cubic metres per year, since this form of development has gone out of favor, is wasteful of underground water and can easily be adversely affected by even a small fall in the level of the water-table.

If this program of development proceeds as planned, then by the end of 1970, the total annual extraction from the porous aquifers will be 182 million cubic metres, or just less than 55% of the total estimated annual infiltration. This is considered to be the maximum extraction possible with the present methods of development.

However, the actual working programme of the Government of Cyprus is not based on the foregoing estimates, made in 1951. As development proceeds, new discoveries are made, certain areas are disproved and such factors as recharge may

alter conditions in other areas. The programme of development must change with the changing state of knowledge of the underground water resources. This development is now under the immediate control of Mr. D. P. MacGregor, the present Assistant Water Engineer; important advances have been made in many directions, as may be seen from the Annual Reports of the Water Supply and Irrigation Department. It is hoped that in due course, these will form the basis for special publications.

To enable timely steps to be taken to foresee and to prevent overdevelopment, observation-control boreholes have been sunk and appropriate legislation passed. In 1950, 9 observation boreholes were sunk; in 1951, 9 more and in 1952, 3 more were sunk, bringing the total to 21; in all 50 observation boreholes are planned. The level, and in a few cases the chemical composition, of the water is measured monthly. First reports (MacGregor, 1953) indicate that between 1951 and 1952, there has been a fall in the level of the water-table in the Kokkini Trimithia area (about 1.3 feet), in the Xylophagou area (about 0.5 feet) and at Phreanaros (about 1.0 feet); in the Morphou-Pendayia coastal area, there has been a rise of about 1.1 feet. Several years must elapse before any definite correlation can be made between amount and intensity of rainfall, amount of pumping, effect of any recharge and the levels in these observation boreholes. But timely steps have been taken to anticipate this need of the future.

Law No. 19 of 1951, amending the Wells Law, Cap. 312 of the Laws of Cyprus, provides that «where the Governor is satisfied that special measures for the conservation of water in any area is necessary in the public interest, whether for the protection of public water supplies or for the protection of water supplies used for industrial, domestic or other purposes, he may make an order defining such area and thereupon, no permit for the sinking or construction of a well in any such area shall be issued by a Commissioner and no variation or modification of any condition or restriction imposed in such permit shall be effected, save with the concurrence of the Water Engineer».

BIBLIOGRAPHY

- BISHOPP, D. W., (1953) — The Geology of the Troodos Massif, Cyprus. Section XV, XIX Inter. Geol. Congress, Alger, 1952.
- BRADWELL, D., (1950) — Fluorine and Teeth in Cyprus. *Cyprus Medical Journal*, Vol. III, Nos. 10-11.
- BURDON, D. J. (1951a) — Some Relationships between Geology and Topography in Cyprus. *Geog. Assoc.*, Cyprus.
- BURDON, D. J. (1951b) — The Relationship between Erosion of Soil and Silting of Reservoirs in Cyprus. *Jour. Inst. Water Engin.*, Vol. V, No. 7.
- BURDON, D. J., (1953a) — The Underground Water Resources of Cyprus. *Government Printer*, Nicosia.
- BURDON, D. J., (1953b) — Hydrogeological Characteristics of the Waterbearing Rocks of Cyprus. Section VIII, XIX Inter. Geol. Congress, Alger, 1952.
- DIXEY, F., (1952) — Subterranean Water-Supply Investigations in the British Colonies. UNESCO, A2, 58, *Arid Zone Programme*.
- HENSON, F. R. S., BROWN, R. V. and MCGINTY, J., (1949) — A Synopsis of the Stratigraphy and Geological History of Cyprus. *Q. J. G. S.*, Vol. CV, pp. 1-41.
- HUMLUM, Johannes, (1952) — The Distribution of Underground Irrigation Systems in the Arid Zones of the Old World. Section VIII, XIX Inter. Geol. Cong., Alger, 1952.
- MAC GREGOR, D. P., (1953) — Annual Report of the Water Supply and Irrigation Department for 1952. *Government Printer*, Nicosia.
- PERCIVAL, D. A., (1949) — Cyprus Census of Population and Agriculture, 1946. *Government Printing Office*, Nicosia.
- RAEBURN, C., (1945) — Water Supply in Cyprus — a General Report. *Government Printer*, Nicosia.
- WARD, I. L., — Annual Reports of the Water Supply and Irrigation Department for 1948, 1949, 1950, 1951 and 1953. *Government Printer*, Nicosia.
- WHYTE, R. O., (1946) — The Fodder Resources of Cyprus. *Government of Cyprus*, Nicosia.

OCCURRENCE AND UTILIZATION OF GROUND WATER IN THE UNITED STATES

by

Harold E. THOMAS

Summary

The water withdrawn from wells in the United States is estimated to average nearly 32 billion gallons a day (1 billion gallons is about 3,800,000 cubic meters). This is more than one-sixth of the total water withdrawn from all sources for industrial irrigation, municipal, and rural domestic uses. Wells are widely distributed, at populated places and farmhouses, and yield water from practically every type of rock and rock material, ranging from pre-Cambrian to Recent. For the large yields that are required for industry, irrigation, and public supply, however, the predominant sources of water are the coarse clastics that are the products of the latest major mountain building (Pliocene and Pleistocene) in North America, and of the Pleistocene glaciation and changes in sea level. Other important sources of ground water in large quantities are (1) coarse clastics produced by earlier orogenies, including especially the Laramide at the end of the Mesozoic era, the Appalachian at the end of the Paleozoic, and the Penokean just prior to the Cambrian; (2) limestones that have been uplifted and fractured sufficiently to permit circulation of water and solution in them; and (3) Tertiary basalt and associated gravel in the Pacific Northwest.

* * *

Introduction

The principal uses of water in the United States may be classified as domestic (both municipal and rural), industrial, irrigation, hydroelectric power, navigation, waste disposal, recreation, and conservation of fish and wildlife. The first four of these listed uses require that the water be withdrawn from its natural source and moved through pipelines, canals, penstocks, pumps, or turbines, where the quantity can be measured.

According to recent estimates (Piper, 1953), the water drawn from all sources — streams, lakes, reservoirs, springs, and wells — for municipal and rural domestic use during 1950 averaged 10 billion gallons a day ⁽¹⁾, or about 70 gallons a day per capita. This is a small item, however, in comparison with the 85 billion gallons a day used in industry or the average of 80 billion gallons a day used for irrigation throughout the United States. These three types of use together required an average withdrawal of about 175 billion gallons a day, which is about 15 percent of the mean runoff to the ocean.

These are admittedly rough approximations. Subsequent surveys of water use in individual States (Mangan and Graham, 1952) indicate that some of the figures included in the national estimates may be as much as 50 percent in error — and probably on the conservative side — so that the aggregate withdrawals may be as great as 200 billion gallons a day. Whatever the total, our demands for water are increasing so rapidly that we are likely to want twice as much within 25 years (Paley and others, 1952).

Of this vast quantity withdrawn, only the water used consumptively or discharged directly into bodies of unusable water can be considered lost from the Nation's water resources. The quantity of consumptive use has been estimated (Thomas, 1951, p. 216) as of the order of 50 to 80 billion gallons a day, or 30 to 40 percent of

(1) Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey.

(2) Staff geologist, Ground Water Branch, Water Resources Division, U. S. Geological Survey, Salt Lake City, Utah.

(3) A billion gallons is 3,800,000 cubic meters.

the quantity withdrawn. The remainder returns to streams, lakes, or underground reservoirs and, in large part, may be reused. However, the nonconsumptive use generally impairs the quality for subsequent users by increasing the concentration of dissolved or suspended solids or liquids, by bacterial pollution, or by raising the temperature.

Several important uses of water — generation of hydroelectric power, inland navigation, waste disposal, recreation, and conservation of fish and wildlife — are nonconsumptive uses, except for the evaporation from bodies of water maintained for those uses. Generation of electric power requires an average of 1,100 billion gallons a day, equivalent to more than 90 percent of the mean runoff. Of course, the water of some streams goes through several plants and other streams are not developed at all; the current hydroelectric development is estimated to be about one-sixth of the potential (Langbein, 1950). Use of water for navigation, waste disposal, recreation, or fish and wildlife generally involves no withdrawal of water from its native habitat, and thus offers no satisfactory means of quantitative evaluation. However, all these uses may be competitive with the uses requiring withdrawal of water.

Utilization of ground water

The aggregate withdrawal of ground water in 1950 is estimated (Piper, 1953) to be nearly 32 billion gallons a day, or about 18 percent of the total withdrawal for municipal, rural, industrial, and irrigation uses. This total from ground-water sources includes some water that is piped directly from spring orifices for municipal or other supply, and a larger quantity that flows from wells by artesian pressure, but the great bulk of it must be pumped from wells. Ground water is unimportant as a direct source for hydroelectric power, navigation, recreation, or fish and wildlife, but it is of considerable importance indirectly because the minimum flow of streams is sustained chiefly by ground water. Depletion of the ground-water supply has in some places resulted in depletion of streamflow and thereby reduced the supply available for those uses.

Rural domestic and stock use

The rural use of water, not including irrigation, is estimated largely by extrapolation of population data (MacKichan, 1951) to be about $3\frac{1}{2}$ billion gallons a day of which perhaps 80 percent comes from wells. Wells are widely distributed over the rural areas in practically all of the 48 States, and they provide the bulk of the modest domestic and stock-water requirements of farmers.

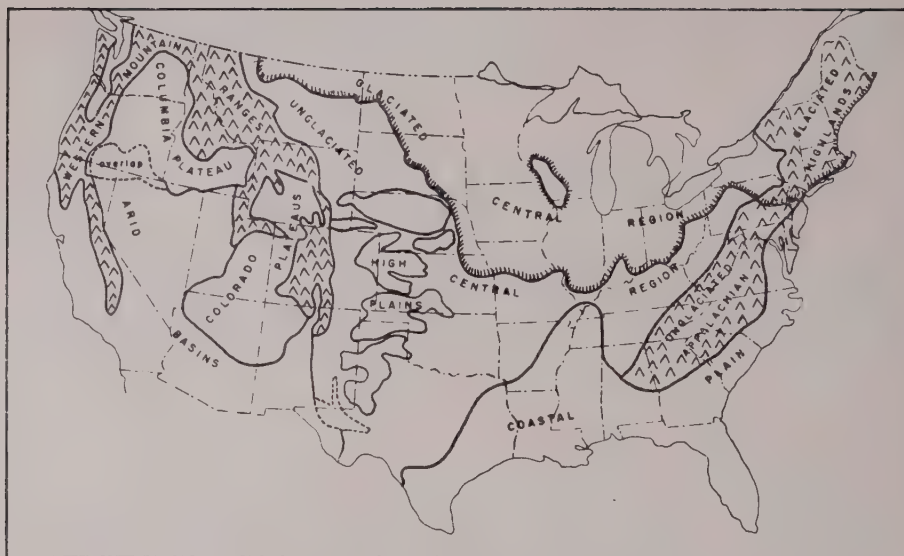
Municipal use

Public-supply systems require about 14 billion gallons of water a day, of which about half is distributed to industries. Municipal use is greatest, of course, in the areas where population is most concentrated. One-third of the Nation's population lives in New York, California, Pennsylvania, Illinois, and Ohio; the cities in these five States use $6\frac{1}{2}$ billion gallons of water a day.

About $3\frac{1}{2}$ billion gallons a day, or 25 percent of the total municipal withdrawal, is obtained from wells and springs. Generally it is the smaller cities and towns that depend upon ground water for their supply. Of the 100 largest cities in the United States (1950 census) only 19 depend upon wells for their public supply; 16 of these are among the 60 cities that range in population from 105,000 to 250,000. Of the 22 cities having a population of 250,000 to 500,000 only San Antonio and Memphis obtain their municipal supplies from ground water. Houston, Tex., is the only one of the 18 cities of more than 500,000 that depends upon wells for all its public supplies, and it is turning increasingly to surface water for industrial use. It is evident that pipelines and stream channels are far superior to aquifers for transmission of hundreds of millions of gallons a day to points of concentrated demand.

Industrial use

Industries use about 77 billion gallons of water a day, exclusive of that obtained from public supplies. About 75 percent of this water is used for cooling, and about



Ten ground-water regions of the United States

Fig. 1

12 of the 77 billion gallons is brackish water pumped by industries along the Atlantic Coast.

Most of this use is in the industrial Northeast: Twelve States having only one-eighth of the country's land area have 60 percent of all manufacturing establishment and account for 70 percent of the Nation's industrial withdrawal of water. These States can obtain abundant water supplies from the Great Lakes and the many large rivers, in addition to the brackish water along the Atlantic. Industries requiring large quantities of water necessarily favor localities of abundant water supply. Thus New York lead in population and number of manufacturing establishments, and also in the quantity of water used for industry and for hydroelectric power. California, with its arid valleys, ranks second in population and manufacturing establishments, but 26th among the 48 States in quantity of water used by industry.

The industrial withdrawals of ground water amount to $5\frac{1}{2}$ billion gallons a day, or about 7 percent of the total requirements of industry. In the 12 Northeastern States only 4 percent of industry's requirements come from wells. However, in the western half of the country, where population, industry, and water are all less abundant, industries use almost as much ground water as surface water. In a few parts of the Western United States practically no surface water is available for industrial use.

Irrigation use

The average withdrawal for irrigation is more than 80 billion gallons a day, of which 97 percent is withdrawn in the 17 States that are included in the dry western half of the country. More than 50 percent of the total is used in the three States of California, Idaho, and Colorado.

Wells yield about 20 billion gallons a day, or 25 percent of the total withdrawal for irrigation. The four southwestern States of California, Arizona, New Mexico, and Texas alone pump 14 billion gallons a day for irrigation. Irrigation accounts for more than 60 percent of all ground water use in the Nation.

Distribution of ground-water resources

From the very wide distribution of wells at farmhouses and populated places,

one may conclude that ground water is available, at least in small quantities, in practically every part of the country. It is true that water has been obtained from almost every common type of rock or rock material, but some people have had to search diligently before finding even small supplies, some wells in poorly permeable rocks or glacial till have very low yields, some wells produce unusable water, and some produce brines containing salts of economic value. Wells of small to moderate yield tap geologic formations of practically every age and type and produce most of the water needed for rural domestic use; this, however, is less than 10 percent of the total ground-water withdrawal.

Most of the ground water is obtained from wells drilled to meet the relatively large requirements of irrigation, industry, or public supply. The conditions for obtaining these wells of large yield are considerably more restrictive than those for a domestic well. Most of the large wells are concentrated in certain specific geographic areas (Thomas, 1951, pl. 1), and they obtain water predominantly from aquifers of a relatively few types.

Major ground-water regions

An accompanying map shows the United States divided into ten ground-water regions as described in a recent study (Thomas, 1952), as adapted from an earlier study by Meinzer (1923). Four of these regions constitute the Cordilleran highlands in the western third of the country. The Western Mountain Range region includes especially the Sierra Nevada and Cascades near the Pacific border and the Rocky Mountains which form the continental divide. These are the highest ranges in the country; they are very important hydrologically because of their high annual precipitation and the major streams that flow from them, but very little ground water has been developed. The Colorado Plateau ground-water region, west of the southern Rockies, is another region of negligible ground-water development. On the other hand, the Columbia Lava Plateau ground-water region, between the Cascades and the northern Rockies, is one of increasing importance; wells in this region obtain almost a billion gallons a day from basalt and associated gravel.

The outstanding ground-water region in the West, and indeed in the Nation is the Arid Basins region, whose wells pump more than 14 billion gallons a day, or 45 percent of all the ground water used in the country. This region includes a host of individual basins partially or completely enclosed by mountains. Some of these basins are the driest places in the country. In all of them precipitation is insufficient for agricultural crops, and irrigation is essential. Both the surface water and the ground water used in irrigation, as well as the water used in industry and public supply, come from the mountain ranges within the region or, especially, the high ranges that border the region.

The broad interior lowland, draining chiefly into the Great Lakes and the Mississippi River, is generally underlain by Paleozoic rocks, of which limestones and sandstones are productive aquifers in many places. Continental glaciation in the northern part of this plain has modified ground-water conditions sufficiently to justify differentiation of the Glaciated and Unglaciated Central ground-water regions. Glaciofluvial gravels, and gravels in the watercourses of major streams (both in the glaciated and the unglaciated region) yield about 4 billion gallons a day to wells. The total draft from these gravels and from bedrock aquifers exceeds 7 billion gallons a day, nearly 26 percent of the ground water used in the Nation.

The High Plains are isolated remnants of a vast alluvial apron built upon Paleozoic and some Mesozoic bedrock along the eastern flank of the Rocky Mountains. Gravels in these remnants yield about 2 billion gallons a day to wells, much of it from storage in parts of the region where annual replenishment is low.

The Appalachian Highland in the eastern part of the country, like the interior lowland, is subdivided into glaciated and unglaciated ground-water regions. Like the Western Mountain Ranges, these regions are favored with abundant precipitation and constitute the headwater areas for major streams. The Appalachian Highlands are far more densely populated and industrialized than the western ranges, but relatively small quantities of water are pumped from wells.

The Atlantic and Gulf Coastal Plain is a landward extension of the continental shelf, flanking the Appalachian Highlands and the central lowland. About 4 billion gallons a day, 15 percent of the national total, is pumped from wells in the Coastal Plain.

Types of aquifers producing large yields

Rough calculations indicate that nearly 80 percent of all water obtained from wells comes from loose or only slightly consolidated gravel and sand. Aquifers of these coarse clastics provide practically all the water pumped in the Arid Basins, the High Plains, and the watercourses of major streams, plus most of the water pumped in the Coastal Plain.

Limestone yields about 5 percent of the total water pumped from wells. The major limestone aquifers, in approximate order of present withdrawals by wells, are the Tertiary limestones of Florida and Georgia, the Permian limestones of New Mexico and west Texas, mid-Paleozoic limestones of the interior plain, and the Cretaceous limestone of Texas.

About 3 percent of the developed ground water comes from wells in sandstone. Most of this production is from Cambrian and Lower Ordovician sandstones in the upper Mississippi River Valley, upper Paleozoic sandstones in the eastern part of the interior plain, Cretaceous sandstones in the Missouri River basin and in Texas, and Permian and Mesozoic sandstones in the Colorado Plateau. Wells in Tertiary basalt and associated gravel in the Pacific Northwest yield about 2 percent of the total groundwater supplies.

Importance of major diastrophic changes

From the distribution of our large-scale withdrawals, whether classified by ground-water region or by type of aquifer, it may be inferred that major diastrophic changes have been primarily responsible for the development of the aquifers capable of large yield.

Most of our productive aquifers, and our most productive aquifers, can trace their origins to the latest period of mountain building, which began in the late Miocene or the Pliocene epoch and is continuing today. The aquifers of the Arid Basins and of the High Plains are formed of the coarse clastics eroded from the western mountain ranges that were elevated during this period. The lowlands east of the Rockies were covered by a continuous sheet of these clastics which was subsequently broken up by erosion; the lowlands west of those mountains were broken by faulting, and the downdropped portions became the separate basins in which the products of erosion accumulated. Elsewhere in the country, glaciofluvial sediments and gravels in the channels of many rivers are products of glaciation, and the glacial climated resulted at least in part from the diastrophic changes of the period (Brooks, 1949, p. 377). The basalt flows of the Columbia Plateau are also products of this latest diastrophism.

Earlier orogenies also produced coarse clastics, but these are far less important aquifers than those of Pliocene and later age. As an example, gravel and boulders were deposited in several places in the Rocky Mountain region during the Eocene epoch following the Laramide orogeny, but these are now well cemented conglomerates and unimportant as aquifers. Many of the productive aquifers of the Atlantic Coastal Plain are relatively unconsolidated sands of Cretaceous and later age, presumably eroded from the Appalachian highland and deposited on the continental shelf.

The Cambrian and Lower Ordovician sandstones in the upper Mississippi Valley are products of erosion following the Penokean orogeny just prior to the Cambrian, and younger sandstones under the interior plain can generally be traced to local disturbances during the Paleozoic. In the Southwest, sandstones were deposited in the Permian, Triassic, and Jurassic periods under conditions of aridity which followed the development of the ancestral Rockies and other diastrophism late in the Paleozoic era.

Limestone, formed in clear water remote from sources of clastic material, would at first glance appear to be an exception to the rule that diastrophism is responsible for our most productive aquifers. But limestones are not all productive aquifers — many are dense and relatively impervious, and many others contain saline water. The limestones from which wells take most water appear to be those that have been elevated sufficiently to encourage circulation of water along joints, and development of solution channels. The Permian limestone forming the important Roswell artesian basin in New Mexico carries water down a dip slope from outcrop areas in the Sacramento Mountains; water in the limestone is saline and unusable beyond the Pecos

River, which is the major drainage channel of the region. Limestone aquifers have been developed also on the flanks of the low Ozark and Arbuckle Mountains in the midcontinent region. Several limestones underlying the interior plain contain fresh water only above the elevation of the major drainage channels. The limestones of Florida and Georgia may owe their fresh water and high permeability, at least in part, to the sea-level changes that occurred during the glacial stages of the Pleistocene epoch.

Conclusion

If our requirements for ground water are doubled during the next few decades, as predicted, we shall need to know far more than we know now of ground-water hydrology in relation to the basic geology of the country. Doubtless the bulk of this increased demand will be met by pumping from the same types of aquifers that now yield most water — because they have the permeability that makes large yields possible — and in the same ground-water regions that now are most productive, because their geologic history has been most conducive to the occurrence of ground water.

We must be more vague in predicting the potentialities of regions where little ground water is now used. Perhaps the lack of development is because of unfavorable conditions, perhaps because of lack of exploration. What of the Western mountain ranges, for instance, and particularly the many limestone formations in them? We know that some are cavernous, and that large springs issue from them. Limestones encountered in some mines in these mountains have caused very troublesome drainage problems. But here, as in many other instances that could be cited, a question mark must express the potentialities of ground-water development and use as now known.

REFERENCES CITED

- BROOKS, C. E. P., 1949, *Climate through the ages*: New York, McGraw-Hill Book Co., Inc., 395 p.
- LANGBEIN, W. B., 1950, An American survey: *Water Power*, London, England, v. 2, p. 238-245.
- MACKICHAN, K. A., 1951, Estimated use of water in the United States-1950: . *U.S. Geol. Survey Circ.* 115, 13 p.
- MANGAN, J. W., and GRAHAM, J. B., 1953, Use of water in Pennsylvania in 1951: *U. S. Geol. Survey Circ.* 257, 11 p.
- MEINZER, O. E., 1923, The occurrence of ground water in the United States, with a discussion of principles: *U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper* 489, 321 p.
- PALEY, W. S., and others, 1952, Resources for freedom: *President's Materials Policy Commission Rept.*, 5 v.
- PIPER, A. M., 1953, The Nation-wide water situation: *Phys. and Econ. Foundation of Natural Resources*, part IV, Interior and Insular Affairs Comm., *House of Representatives, U. S. Congress*, p. 1-20.
- THOMAS, H. E., 1951, *The conservation of ground water*: New York, McGraw-Hill Book Co., Inc., 327 pp.
- , 1952, Ground-water regions of the United States — their storage facilities: *Phys. and Econ. Foundation of Natural Resources*, part III, Interior and Insular Affairs Comm., *House of Representatives, U. S. Congress*, 78 p.

GROUNDWATER IN THE HASHEMITE KINGDOM OF THE JORDAN

by

David J. BURDON

Ph.D., M.Sc., B.E., D.I.C., A.C.S.M.,

A.M.I.M.M., P.A.I.W.E., F.G.S.

Ground Water Geologist

Food and Agriculture Organization of the United Nations

Résumé

Le climat de la Jordanie varie du méditerranéen humide avec une moyenne annuelle de pluies dépassant 600 mm, au désertique avec une moyenne inférieure à 50 mm; la pluie est orogénique. Au point de vue hydrogéologique, le pays peut être divisé en quatre régions. La Bordure Ouest est formée par du Crétacé Moyen et Supérieur et par de l'Eocène marins, plissés en forme d'anticlinorium important disloqué et fortement disséqué. Les Dépressions au Jourdain et du Ouadi Araba sont comblées par des dépôts terrestres, appartenant au Néogène et au Quaternaire. La salinité des eaux souterraines est le problème dominant qui sera discuté en détail. La Bordure Est est totalement formée par une ceinture de drainage rajeunie qui débouche dans les Dépressions; c'est une région compliquée dont les principaux niveaux aquifères sont les calcaires et les cherts Cénomaniens et Sénoniens. Le Plateau enfin, est une région de drainage intérieur vers Azraq, Ouadi Sirhan et Jaffr; ses pluies sont rares et des petites quantités d'eau s'y trouvent dans les calcaires Eocène, le plateau de basalte et les dépôts superficiels terrestres.

Summary

Climatically, Jordan varies from wet Mediterranean, with a winter rainfall in excess of 600 mm, to desertic with an annual rainfall of less than 50 mm; rainfall is orogenetic. Hydrogeologically, the country may be subdivided into four regions. The West Bank is formed of Middle- and Upper-Cretaceous and Eocene marine strata folded into a major anticlinorium, faulted and strongly dissected. The Jordan — Wadi Araba Rift is infilled with saline and fresh lacustrine and terrestrial deposits of the Neogene and Quaternary; the salinity of the underground water is the dominant problem and is discussed in some detail. The Belt of Rejuvenated Drainage embraces all of the East Bank which drains into the rifts; it is a complicated area, whose main aquifers are the limestones/cherts of the Cenomanian and Senonian. The Plateau is an area of inland drainage to Azraq, Wadi Sirhan and Jaffr; rainfall is small, and only limited quantities of water are found in the Eocene limestones, the plateau basalts and superficial terrestrial deposits.

* * *

I. General Geology

On a Pre-Cambrian basement of peneplained granites, with basic dykes and some schist-gneiss, as well as the Saramuj conglomerate series, there has been laid down a series of marine and terrestrial-lacustrine sediments ranging in age from the Cambrian to the present day. Prior to the middle Tertiary (Oligocene - Lower Miocene) the whole area had behaved as a single unit, forming a part of the margin of the Arabian Shield. The Tethys Sea lay to the northwest; the shield rose and fell in slow beats relative to the level of the sea. Normally, most of the East Bank of Jordan was covered by arid deserts, whose deposits are now represented by many series of Nubian sandstones. Palestine lay on the edge of the Tethys, so that marine sediments predominate there. But on several occasions (Middle Cambrian, Middle Ordovician, Gothlandian and in the Middle Cretaceous-Eocene) the seas transgressed far onto the shield, while at other period (Lower Cambrian, Permian, Lower Jurassic,

and Lower Cretaceous), desert conditions prevailed in Palestine (see Picard, 1943, Fig. 6).

Prior to the latest withdrawal of the seas in the Oligocene, there is little evidence of folding or faulting of any importance or interest from a hydrogeological viewpoint. This latest withdrawal of the seas was occasioned by major uplift in the Lower Miocene, accompanied by folding and faulting on a major scale. The Lake Tiberias — Dead Sea Rift Valley formed and was accompanied by an uplift of the eastern block; this uplift was effected by a gentle tilting to the east of the shield itself. The fold pattern evolved has been much investigated; almost all the folds strike some 30° east of the north-south line of the Rift Valley itself. The folds are usually asymmetrical, with the steeper flank on the southeast. The steeper limb may become vertical, or change into a fault line. One fold dies out, to be replaced by another slightly en echelon. The whole picture suggests shear-folding.

Movements continued at intervals along the rift-faults, but was renewed on an intensive scale in the very late Pliocene and earliest Pleistocene (proto-Pleistocene). At this period the Gulf of Akaba and the Wadi Araba came into existence, and the Lake Tiberias — Dead Sea Rift was deepened.

Terrestrial and Lacustrine sediments have been laid down since the withdrawal of the seas in the late Oligocene. On the high ground (the plateau of the East Bank), these are essentially superficial; but in the Jordan Valley, and even in the Wadi Araba, these deposits are so thick that the buried marine sediments are of no hydrogeological interest. Plateau basalts have been erupted at intervals from the Miocene to the Historical; the main outpourings were in Syria, and the basalts are comparatively unimportant in Jordan.

There is quite an extensive geological literature covering the area that is now the Hashemite Kingdom of the Jordan. For former Transjordan, Quennell (1948, 1951) gives the most modern account; this will be supplemented by the publication in the near future of a 1:250,000 geological map based on Quennell's work and covering most of the East Bank. Earlier publications by Blake (1939, 1937, 1930, etc) give much detailed information. For the West Bank, the 1:250,000 geological map of Palestine compiled by Blake and published in 1939 is most useful. So also are publications by Picard (1943), Blake and Goldschmidt (1947) and Shaw (1947). A bibliography will be found at the end of this paper. The 1:2,000,000 geological map of the Middle East by Dubertret incorporates all pre-existing geological information and has been used as the basis for Fig. 1 of this paper.

II. Topographical regions

For hydrogeological purposes, the Hashemite Kingdom of the Jordan is readily subdivided into four separate topographical regions: —

The West Bank: That portion of the country lying west of the Jordan River, but excluding the flats (Ghors) of the valley bottom.

Jordan - Wadi Araba Rift: Comprises that portion of the country lying between the Rift Faults.

Belt of Rejuvenated Drainage: Comprises all the area to the east of the Jordan - Wadi Araba Rift which now drains into the Dead Sea or the Gulf of Akaba.

Plateau: Comprises all the area of inland drainage and covers the major portion of the kingdom.

The accompanying map of Jordan (Fig. 1) has been offset along the lines dividing the above four topographical regions, so that the four regions are readily recognizable. It is not proposed to describe these four topographical regions here; brief notes on each will be found in Section IV below.

III. Rainfall and Climate

The climate of Jordan varies from Mediterranean to desertic, while a portion of the Jordan Valley is sub-tropical. The rainfall is extremely variable in amount, but is essentially confined to the cold winter months.

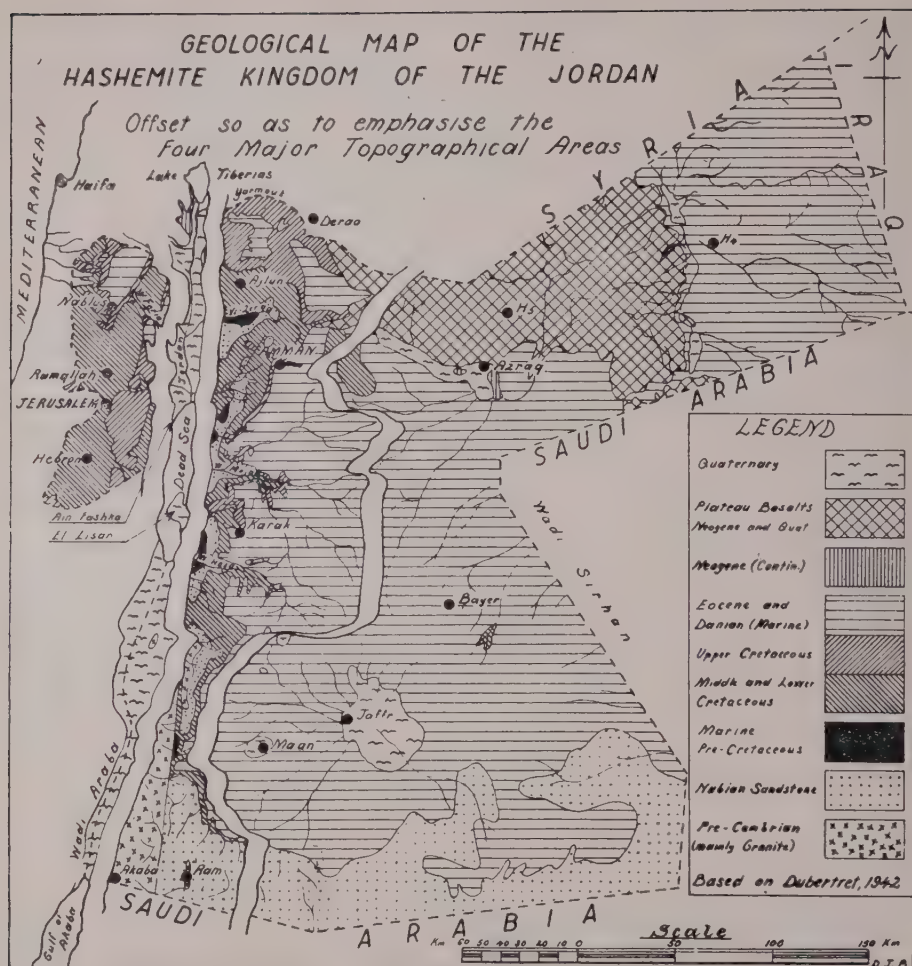


Fig. 1

Geological Map of the Hashemite Kingdom of the Jordan, offset so as to emphasize the Four Major Topographical Sub-divisions (based on Dubertret, 1942).

There is a detailed account of the climate, with emphasis on the rainfall, in Ionides and Blake (1939, Ch. III). The best Rainfall Map is that by Fisher and Dubertret (1945).

Detailed records of annual rainfall have been kept by the Department of Irrigation and Water Power at Amman; these are published each year in the form of a «Technical Paper No. ». The following Table is compiled from Technical Paper No. 21, and covers the period 1937-1953.

TABLE 1

Average Monthly and Seasonal Rainfall (in millimetres), for the years 1937 to 1953, for the four rainfall districts in the area of rejuvenated drainage, on the East Bank, commencing at the north and moving southwards.
(Extracted from Technical Paper No. 21.)

Area	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Total
Ajlun-Yarmouk-Zerqa	12.7	55.8	80.5	126.9	101.0	90.3	25.3	6.8	499.3
Belqa-Zerqa-Mojeb	5.4	37.1	66.5	90.4	81.7	71.3	14.2	6.6	373.2
Kerak-Mojeb-Hasa	2.5	20.5	44.0	57.3	51.2	51.7	10.8	4.7	242.7
Ma'an-Hasa-Southward	2.7	15.2	39.4	44.1	48.5	48.6	10.2	6.7	215.4

IV. Hydrogeology

1. West Bank

The anticlinorium of the Hebron-Ramallah-Nablus ridge dominates the hydrogeology of the west bank. The main axis of the arch strikes SSW - NNE; its southern portion consists of the Hebron dome which to the NNE changes into a plunging anticline which persists northwards as far as the frontier towards Beisan. A section along the axis in the Nablus area is shown as Fig. 2; the rock-types exposed may be generalized as in Table 2.

TABLE 2

Generalized lithology, thickness and water-bearing characteristics of the Cretaceous and Eocene marine strata exposed in the West Aank anticlinorium

Period	Lithology	Thickness (metres)	Characteristics
Eocene	Limestone	300	Aquiduct
Paleogene	Limestone/Marl	40 - 60	Good aquifer
Senonian	Mar(1 ± Flint)	240 - 300	Aquiclude
Turonian	Limestone	20	Unimportant
Cenomanian			
Upper I	Limestones	60 - 110	} Poor Aquifer
Upper II	Limestones	60 - 110	
Middle	Clays	25	Aquiclude
Lower I	Dolomites	{ 250 - 300	Poor Aquifer
Lower II	Limestones		
Albian	Interbedded clay/l'stone; some basalt.	Not fully exposed	Good Aquifer
Aptian			

The folding, uplift and primary block-faulting of the structure took place in the Lower Miocene; this was followed by renewed block-faulting at many periods, with

as in the Talluza area (Ain el Qudeira, Ain el Beida, etc.), and then, gaining in volume and concentration, as major springs at the head of the Wadi Faria (Ain ed Duleib, Ain el Faria, etc.). Further north, there are large springs, directly or indirectly fed from the Eocene limestones.

These high-level spring discharges from the Cretaceous and Eocene aquifers probably account for but a small percentage of the total infiltration into these rocks. The low level discharges take place into the marine Neogene and Quaternary deposits of the coastal plain, and possibly beneath the Mediterranean itself, as well as into the continental Neogene and Pleistocene of the Jordan rift-valley, and possibly beneath the Dead Sea.

2. Jordan — Wadi Araba Rifts

(a) Tiberias and Dead Sea Basins

In studying the hydrogeology of these basins, the Neogene and Quaternary sediments and tectonics are of paramount importance. Table 3 summarizes our information on these rocks and their tectonics, as given by Picard (1943). Fig. 3 (based on Fig. 18 of Picard, 1943) gives a generalized picture of the Quaternary succession in the Jordan valley.

The hydrogeological problem in the Tiberias — Dead Sea Basin is now, as in the days when Eliseus healed the waters of the spring at Jericho with a jar of salt, the problem of separating the useable waters with a low salt content from those which are unuseable in varying degrees due to a high salt content. The depth of the valley (Lake Tiberias at — 212 m., Dead Sea at — 392 m.) makes for a natural concentration of underground, as well as surface, water in the depression. The sandstones, gravelstones and conglomerates, as well as their unconsolidated equivalents, the fans at the wadi mouths and talus detritals at the foot of the cliffs, all are permeable and ready to soak up any water reaching the valley (see Fig. 108 in Blake and Ionides, 1939). Seldom does a bore fail to find water; seldom can the quality of the water be predicted from information obtained from other boreholes in the vicinity, or from the springs or seepages in the area. Sweet water and saline water occur in close proximity, both in the horizontal and the vertical sense.

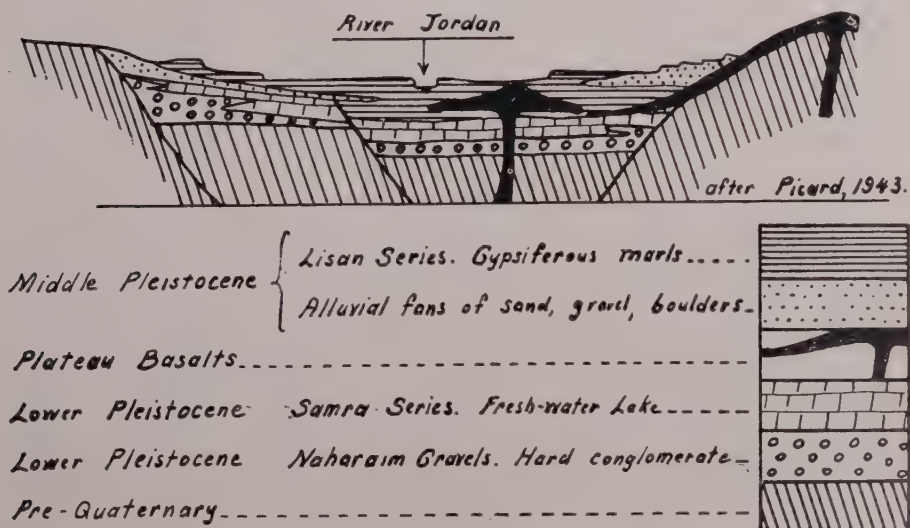


Fig. 3

Generalized geological section through the Quaternary deposits of the southern Jordan Valley (based on Fig. 18 of Picard, 1943).

Present research in the valley is directed to analyzing all available information so as to determine why some areas and some aquifers carry saline waters, while other

TABLE 3

Tabulation showing rock types laid down, conditions of sedimentation and major tectonic episodes in the Jordan valley during the Neogene and Quaternary

PERIOD	TIBERIAS BASIN	DEAD SEA BASIN
Upper Pleistocene (Pluvial 'C')	Jordan River cuts back and drains Lake Tiberias; Yarmouk River is captured for Dead Sea drainage.	Jordan River flows into the Dead Sea, whose south shore is at the north coast of the Lisan Peninsula.
Inter-Pluvial	Great Lake dries up; Lakes Houle, Tiberias and the Dead Sea come into existence; incision of Jordan.	
Middle Pleistocene (Pluvial 'B')	<i>Lisan Series</i> . 50 metres of gypsiferous marls, playa clays, with lateral and interdigitated sands and gravels.	<i>Lisan Series</i> . 200 metres of gypsiferous paper marls, as well as clays from playas and lateral and interdigitated sands, gravels and unconsolidated conglomerates; latter dominant at base.
Inter-Pluvial	ALL ONE LAKE	ALL ONE LAKE — SALINE
Lower Pleistocene	Great Lake dries up; Faulting, with deepening of centre of Rift Valley and of bottom of Dead Sea. Basalts: plateau on E. bank, alkaline on W bank. <i>Samra Facies</i> . 10-25 m. of calcareous sandstone, limestone and conglomerate, laid down in a freshwater lake. <i>Naharaim Gravels</i> . 30-40 m. of cemented conglomerate with some basalt flows, derived terra rossa and loess.	<i>Samra Facies</i> . Some 25 metres of calcareous sandstone, limestone and conglomerate, laid down in a freshwater lake. Hard cemented conglomerate.
Proto-Pleistocene	TECTONIC PERIOD. Uplift and block-faulting. Slump-folding of unconsolidated and plastic beds.	FRESHWATER
Upper Pliocene	Conglomerates- pebbles of basalt, <i>Freshwater</i> flint, oolitic limestone, etc. Melanopsis limestones	Gypsum-anhydride beds and colored marls of the Djebel Usdum
Middle Pliocene	Oolitic limestones Gypsiferous marls and allied beds Transgressive marine (Astian) beds; conglomerates, sandstones and limestones, of moderate thickness.	No fresh-water fauna; no basalts. No detailed, connected studies; so <i>Arid</i> thicknesses cannot be given.
Lower Pliocene		Gypsiferous beds. <i>Arid: Salines</i>
Upper Miocene.	Lacustrine Series } 3 freshwater lakes Some basalt flows } in this area in the Molasse sediments } Up. & Mid. Miocene	Basal conglomerates, whose lateral equivalents may be the salt series of the Djebel Usdum. <i>Arid?</i>
Middle Miocene	MAJOR TECTONIC PERIOD. Folding, uplift, fracture. Commencement of Continental conditions; Basalts.	
Lower Miocene		

areas and other aquifers carry sweet water. Two major lines of investigation will have to be followed so as to determine: —

- (i) The sources of the underground waters.
- (ii) The sources of the salts found in the underground waters.

I. Sources of Underground Water

Direct infiltration of rainfall contributes nothing to the underground reservoirs of the area. Rainfall varies from 400 mm. on the south of Lake Tiberias to 100 mm. on the north of the Dead Sea (period 1937-1953, Tech. Paper 21). Almost the entire area is covered by the Lisan Marls; while these contain aquifers and grade laterally into coarse equivalents, they are mainly impermeable gypsiferous marls and clays.

River infiltration plays an important, but localized, part in charging the aquifers of the area. The Jordan itself does not recharge the aquifers, for it flows mostly in the marls. But the numerous tributary rivers and streams supply much water to the permeable fluvial fans which spread out at the point where they debouch into the main valley. These lateral wadis were overdeepened in the past and have also raised their beds by the deposition of these fluvial fans; so there is considerable sub-surface flow, which as yet is mainly undeveloped. This flow probably continues in the summer, when surface flow has ceased in all but the major spring-fed streams. The Ghor es Safi, on the southeast shore of the Dead Sea, may be taken as an example. The ghor lies on the extensive fluvial fan of the Wadi Hasa; where the sloping fan reaches the mudflats bordering the sea, there is a line of seepages and some artificial springs, and the land is covered with an extensive growth of tamarisk, grasses and reeds. Clearly, these seepages represent the overflow from the waters held in the coarse fan, influenced also by the heavy waters of the Dead Sea in some variation of the Herzberg phenomenon.

Infiltration from deep aquifers is probably the major source of underground water in the Tiberias — Dead Sea basin. Eocene, Cretaceous and older aquifers, with intake outcrops at high elevations of heavy rainfall, descend into the valley confined above and below by impermeable beds. These aquifers are brought into faulted contact with the coarsest lateral representatives or equivalents of all the Miocene, Pliocene and Quaternary rocks which infill the rift. On theoretical grounds, strong flows across the fault-zone or zones is to be expected. In the field, numerous springs can be seen to issue from the lowest point of the Cretaceous aquifers where the Quaternary-Neogene cover has been removed; elsewhere, springs in the Quaternary-Neogene can be explained only by a similar flow underground. Such an induction of water into the valley aquifers at various points and in various amounts, as well as in various chemical combinations, can best explain the many unexpected changes in the amount and composition of the water found in these same valley aquifers. An example of subterranean and surface discharge can be studied at Ain el Maghara and Ain es Sikkim on the northern side of the Lisan Peninsula. Ain el Maghara gushes forth from fissured Cenomanian limestone at the mouth of the Wadi Ibn Hammad, where erosion has removed the young sediments and provided a low point of discharge from the limestone aquifer. Ain es Sikkim is a series of springs flowing from some conglomerates within the Lisan Marls; but further to the east, these marls are seen to abut onto another portion of the Cenomanian limestones, which sink from view beneath the marls; the opinion is strongly held that Ain es Sikkim, though flowing from the Lisan Series, is fed by water from the buried Cenomanian limestone.

Juvenile waters, connected with the late Tertiary and Quaternary basaltic eruptions, undoubtedly contribute to the underground waters of the Jordan valley. It is usual to attribute all warm or hot springs to this mode or origin, but warm springs may also occur due to exothermic reactions at very moderate depths; oxidation of sulphides to sulphates may readily produce sulphurous waters at quite high temperatures. Springs of juvenile waters, or more commonly of mixed origin, occur at many points on the sides of the valley, and in the tributary valleys close to their debouchement into the plain; the hot springs at El Hamme, on the Yarmouk, are almost certainly of magmatic origin. There may be similar subterranean discharges in the aquifers of the valley itself, and such waters with a high mineral content may further complicate the problem of separating fresh water from saline in this region.

Infiltration of lake or sea water may play a part in contributing to the underground reservoirs of the valley. Infiltration around Lake Tiberias is not considered here, but the highly saline waters of the Dead Sea may mingle with fresh underground waters close to its coast. Thus, the high salinities of the Ain Fashka group of springs on the northwest coast may be due to a mixing of Dead Sea water with the sweet (?)

waters of the limestones aquifers. Overpumping of the sweet waters found close to the shore on other coasts of this sea might result in enroachment of the sea water beneath the land; this has not yet occurred.

2. Sources of Salts Found in Underground Water

Zones of evaporation, both at present and in the past, must be zones of concentration of soluble salts. In a closed, dominantly arid, basin such as the Tiberias — Dead Sea basin, all the salts brought into the lowest portion of the drainage basin must be left there as the water evaporates. Some may be rendered inert by the formation of insoluble salts or by incorporation into rock-forming minerals by base exchange; some may be removed by biological agencies, and some may be removed by aeolian forces. But essentially, there must occur an increase in the amount of soluble salts in and around the zone where some or all of the water finally escapes from the basin by evaporation into the atmosphere. Underground water which comes into contact with such a zone or zones is certain to take some of the salts into solution. Hence, it is most necessary that all usable underground water which enters the valley should be tapped before it is thus contaminated and rendered unusable.

Cognate salts, held in the aquifers, are potential sources of contamination for all usable underground waters entering the valley. These salts may occur as crystalline solids helping to form the substance of the aquifer, as concentrated solutions filling the pore-space of low-permeable aquifer, or as lenses or sheets of saline underground water, slowly seeping into what would otherwise be a sweet aquifer. In almost all cases, such cognate salts indicate that the rocks were formed under lagoonal or saline conditions; accordingly, such cognate salts are to be expected in most of the Neogene and Quaternary sediments found in the valley (see Table 3). They may be considered as fossil zones of evaporation.

An interesting example of salinity decreasing with depth is provided by a borehole sunk by UNRWA at Marj Naja (No. 5). There the Lisan marls were 39.6 m. thick, while below them there was a series of bedded gravels, conglomerates, limestones and clays. The borehole stopped at 92.7 metres. A minor aquifer was cut in the Lisan marls at 15.2 metres, but its water was not analyzed. Results for the five subsequent aquifers were: —

Depth to Aquifer (metres)	Chemical Composition of Water (p.p.m.)		
	Cl	HCO ₃	Ca
41.15	6,560	604	276
57.91	1,427	271	84
67.97	1,204	244	80
77.72	709	268	84
89.91	784	268	82

Infiltration of Dead Sea Water has been noted above as a probable factor in the production of the saline waters which issue from the Ain Fashka group of springs. The aquifers which bring the waters from the infiltration zones around Jerusalem to the discharge point on the shores of the Dead Sea are almost certainly Cenomanian limestones, and there is no reason at all to suppose that these limestones contribute salts to the water as it moves through them. The point of discharge is at the foot of high cliffs, and the water issues from talus debris reworked as old beaches of the sea. Again, there must be a Hertzberg relationship, with the light fresh water tending to float over the heavy saline water. Here, however, the contact may in places occur in a fissured, soluble limestone, and so in comparatively large openings; again, the fresh water comes in under hydrostatic pressures which will vary as the frictional losses (function of varying powers of the rate of flow and size of opening) and so very liable to eddy and mix with the Dead Sea water. The remarkable differences in salinity between many of the twenty or more springs of this area is also in favor of this theory, under which the amount of Dead Sea water entrained with the fresh water would depend on factors which vary for each individual issue of water.

Juvenile waters, usually with a high salt content, also contributes to the salts found in solution in the underground waters of the basin.

(b) Wadi Araba

The Wadi Araba is considered to have come into existence at the commencement of the Quaternary; no true marine Pliocene rocks have been found in the Wadi.

It is, therefore, a very recent creation. It was never a basin of closed drainage, and consists essentially of fluvial material spreading into and filling a vast sunken garben. In composition, the infilling is mainly arkose from the pre-Cambrian granites (and some conglomerates), with some quartzites and sandstones from the Nubian and basic rocks from the dykes found in the granites. In size, the material varies from blocks the size of a normal room to clays seen on some of the playas ('sibkh'). Naturally, the coarser material is piled high at the mouths of the tributary wadis, while the finer material is carried further out into the valley. On occasions, two major fans have met and blocked the valley, forming temporary lakes now represented by these saline mudflats or sibkhs. Minor saline springs are found up-valley of such mudflats.

Sub-surface waters enter the wadi from its great tributary wadis, which drain huge areas with only occasional rainfall. The underground water moves down towards the sea, where it approaches the surface at the top of the Gulf of Alaba and permits the little town of that name to flourish along a palm-fringed shore. Most of the underground water appears to enter the Wadi Araba on the east and to reach the sea on the same side, for there is little underground water on the northwest of the Gulf. Along the coast, there is some mingling of fresh and salt water; the former tends to occur in lenses rather than throughout the whole coastal area. Akaba itself draws its drinking water from «The Lion Well», not 10 metres from the sea, and the water is perfectly sweet.

3. Belt of Rejuvenated Drainage

The down-faulting of the rift valley and the accompanying elevation and tilting of the plateau on the east took place at intervals from a commencement in the Lower Miocene; these changes produced ideal conditions for the development of a new and rapidly incised drainage system to come into existence. This new drainage system extends for varying distances to the east of the Tiberias — Dead Sea valley and the Akaba Rift. The incision of the main wadis draining into the rift may be as great as 1,500 metres, and the scenery in Wadi Mojab and Wadi Hasa is spectacular.

Due to such strong dissection of the rocks, as well as the high elevation of the mountain ranges bordering the rift, this area has a complicated hydrogeological format, in distinction to the areas of «inland» drainage further east. The folding in the northern region around Ajlun further complicates the problems; in the south, there is a steady low dip to the east. In all areas, faulting, both major and minor, is general and important in hydrogeological studies.

The following brief synopsis of the aquifers and aquicludes is based on Ionides and Blake, 1939, pp. 146, 147.

Pleistocene	Unimportant
Pliocene	Calcareous grits and sandy formations (Azraq and Ma'an)
Miocene	Absent
Oligocene	Absent
Eocene	Unimportant in the area of rejuvenated drainage; very important in the plateau area.
<i>Upper Senonian</i>	Chert beds, dolomites, semi-crystalline chalks (karkoulli-stone) occur in the predominant marls of the Upper Senonian to such an extent as to transform them into important aquifers. The Amman springs, the springs along the Wadi Hamman and the upper springs at Ain Musa all issue from these beds.
<i>Lower Senonian</i>	In the Ajlun area, some large springs issue from the cherts and hard chalks of this formation, which in general is a marly aquiclude.
Turonian	Consisting of clays with intercalated hard limestones, the Turonian gives rise to seepages and small springs.
<i>Cenomanian</i>	These limestones are good aquifers, especially in the north, where they produce the major springs of the Wadi Zerqa.
Kurnub Sandstone	These rocks, predominantly terrestrial sandstones (Nubian), ranging from the Middle Cretaceous to the Lower Cambrian, seldom supply water to springs.
Um Sahn Sandstone	
Ram Sandstone	
Quweira Series	

Plateau Basalts

In southern Syria, these rocks are excellent aquifers, where underlain by impermeable marls. The main sheets stop short of the frontier, and the minor extensions are unlikely to prove water-bearing.

Northern, or Ajlun, sub-area. The rocks within this area are folded, with the Ajlun anticline the dominant structure. The combination of folding with deep dissection has exposed rocks ranging in age from Eocene to Triassic in the Wadi Zarqa. The high rainfall (averaging above 600 mm. in the Ajlun area) permits of good replenishment, and the lower outcrops yield abundant springs. In the Yarmouk Valley, the springs are from cherts of the Upper Senonian; they respond slowly to rainfall and are constant. In the Wadi Zarqa, there are high-level springs from the Cenomanian limestone around Ajlun and Jerash, but the main springs (Sukhne, El Temera and El Tufuriah) are at lower elevations, though also in the Cenomanian limestone: Sukhne has a very constant discharge around 250 lit./sec.). Further up the Wadi Zerqa, the springs at Zerqa and Roseifa come from chert beds of the Upper Senonian; the Amman springs are very variable.

Underground supplies reach the talus aquifers of the Jordan Valley wherever structure and aquifers combine to lead underground water westwards from this area. But in general, the movement of the underground water in the Senonian cherts, and in the more important Cenomanian limestones, is towards the east. The failure of the Kurnub Sandstone, and of the mixed Jurassic-Triassic representatives of the Um Sahm Sandstone to yield water where exposed in the Wadi Zerqa is a very important fact. It should be borne in mind when discussing the possibilities of striking deep artesian (?) water in the «Nubian» further to the east.

Afforestation, terracing and improved land use in this area may in the near future increase infiltration; this is a matter for study.

Central, or Karak, sub-area. This zone is about 45 kilometres wide and lies between the rift valley and the railway. It is dissected by three major wadis, the Wadi Wala, the Wadi el Mujib and the Wadi el Hasa, as well as innumerable lesser ones, all plunging down to the Dead Sea and the Wadi Araba. On the mountains (of Moab) the rainfall may average as much as 400 mm. a year, but 300 mm. a year is a more representative figure for the whole area.

Geologically, the area consists of Upper Cretaceous to Eocene marine beds overlying Nubian sandstones with marine intercalations dated as Triassic and lower Middle Cambrian; they all show dips to the east. Folding is unimportant, but there are faults and necks/dykes of intrusive igneous rock and also some lava flows. There are excellent exposures in the cliffs bordering the Dead Sea and in the Wadis; many of them are well-nigh inaccessible.

Springs are common along certain reaches of the wadis; as they come from Upper Cretaceous and Lower Eocene aquifers and not from the great thicknesses of underlying Nubian sandstones, they tend to occur high up on the sides of the wadis, or where the latter have only just cut down to the base of the Upper Cretaceous. The springs occur in chert beds in the Upper Senonian, or more usually in limestones, sometimes dolomitic, in the Cenomanian. There are hot springs in the lower reaches of Wadi Zerqa Ma'in; Ain el Dip is one of the few springs flowing from the sandstones.

Around Tafileh there are numerous small springs, arising from Cenomanian under a Senonian cover (Turonian absent?) where there has been erosion by the upper reaches of the Wadi Hasa.

Southern, or Hasma, sub-area. This is essentially the area below the plateau draining towards the Gulf of Akaba, and bounded on the north by the scarp which runs southeast from Shudaiyad. This is an area where bare mountain ranges and ridges of basement complex and Nubian sandstones rise up from seas of moving sand. Erosion tends to produce more material than the very infrequent floods can wash into the Gulf. As a result, basins of inland drainage tend to develop, and mud-flats, or sebkhs, are common.

The arkose and sandstone detritus which forms wide flats between the granite and sandstone residual mountains would be an ideal aquifer if there were a reasonable supply of infiltrated rainfall and if the underlying rock, mainly granite, seldom sandstone, were impermeable. Some drilling near Quweira suggests that there is such sub-surface water in the unconsolidated detritus.

At Ram, there are small but famous springs issuing near the base of the sandstone, which has a thin impermeable marl-bed just above its contact with the granite (Ionides and Blake, 1939, p. 56).

4. Plateau

The plateau is underlain by marine sediments of the Cretaceous-Eocene, with a general low dip to the east; this is in accord with the topography which slopes towards the great Wadi Sirhan, with local closed basins at Azraq at the head of this wadi on the north, and Jaffr on the south. However, there are minor folds or swells in the sediments, and this, combined with the low but definite dissection of the wadis, provides a varying geological landscape. Superficial deposits are wadi-gravels of the Quaternary and lag-gravels, mostly flint, from desert weathering.

In the north, the surface drainage is mainly towards the Azraq depression, where there are major springs. Most surface exposures are of marl, with or without flint, overlain by superficial deposits. The marl belongs to the Senonian, and beneath this there lies the limestones of the Turonian-Cenomanian, which are potential aquifers. Still deeper should be found the Kurnub or other representatives of the Nubian sandstones.

Drilling around Ma'raq (on the divide between the plateau and the Jordan basin) has proved that the Cenomanian is a valuable aquifer. A 1934 borehole left the Senonian at 81 m., passed through Cenomanian limestones to 160 m., and thence into shales and marls interbedded with the limestone, and suggesting that the Nubian was being approached. A more recent borehole went to 303 m.; below 163 m. the bore was in shales and marls, but recognizable Nubian sandstone was not reached; an aquifer in the Cenomanian was cut at 150 m.

The possibility of striking deep water, possibly under pressure, in the Nubian sandstones of this portion of Jordan must be considered. Apart from the outcrops of Nubian in the Wadi Zerqa (Quennel, 1951, p. 98), there are outcrops on the slopes of Mount Hermon, at the core of some of the folds of the Palmyrean ranges (Dubertret & Vautrin, 1937) and in the great Ga'ara depression in Iraq. The area is therefore ringed around with outcrops of the Nubian sandstone (the «Continental Intercalary» of Kilian), which may be presumed to extend beneath the whole of the northern Jordanian plateau. Two factors mitigate against the possibility of the Nubian sandstone proving a major aquifer in this region. Outcrops which could act as infiltration areas are small, and except for those in the Mount Hermon area, occur in areas of low rainfall. Where dissection has exposed the Nubian sandstones on the west of the plateau area, only very rarely do these rocks give rise to springs. So the chances of cutting a major aquifer under strong hydrostatic pressure by deep drilling to the Nubian sandstones are poor, and no spectacular artesian boreholes can be expected (see Drouhin, 1953, p. 17).

The major springs of the Azraq depression (the major spring on the north of the depression averaged 400 cubic metres per hour when gauged in 1930) originate from infiltration into the basalts. Some of the water flows to the springs entirely in basalt beds (as shown by its chemical composition); more seems to come through Eocene aquifers beneath the basalt and is high in calcium bicarbonate and total solids. It is prevented from sinking deeper by the underlying Senonian marls. The problem of locating the paths by which the water reaches the springs is difficult, and is complicated by the fact that near the points of issue the water is liable to come in contact with gypsiferous and saline superficial clays-gravels, etc., attributed to the Quaternary.

The eastern portion of the corridor connecting Jordan to Iraq is covered by the Nummulitic. Some boreholes were sunk in the vicinity of H4 and H5, pumping stations on the pipeline, but little useful water was found. The hydrogeology of this area is not well known.

The Jaffr basin from Ma'an eastwards, and most of the basin of the Wadi Sirhan, are covered by Eocene limestones, interbedded with marl and chalk and underlain by Senonian marls. Rainfall throughout the area is small, and large aquifers cannot be expected. But around Ma'an, at the police post in the Jaffr depression and at Bayer, sweet water is obtained at shallow depths from Eocene limestones. In some of these places, there is a thick cover of Pleistocene (Pliocene? at Ma'an) superficial material, but the true aquifer is the Eocene limestone. In all these places, the limestone is near the surface; elsewhere, it lies under marls of the Middle (?) Eocene and has not been developed. But it would appear that boreholes sunk to tap the Eocene limestones throughout much of this area are likely to obtain small, but useful, quantities of water.

Chert beds in the Senonian have also been known to yield water to boreholes in this area. Three boreholes drilled in the Ziza plain located water in chert beds of

the Upper Senonian (Ionides & Blake, Fig. 75). At El Hefire depression, a borehole (Government No. 5) struck water in cherts at 117 metres below surface.

At Ma'an water is obtained from Eocene beds and from overlying conglomerates, gravels and grits, which may be of Pliocene (terrestrial) age. They have been developed by means of infiltration galleries or Kharezes. A borehole sited just north of Ma'an railway station cut water at the base of the Eocene (at 30 metres), and then continued in the Senonian (Danian?) marl to 140 m. without cutting another aquifer.

V Bibliography and Acknowledgements

A selected bibliography is given, since most of the works quoted here contain extensive bibliographies to earlier publications on the geology of Palestine, Transjordan or the Middle East.

- BALL, M. W. and BALL, D. (1953). «Oil Prospects of Israel». *Bull. Amer. Soc. Pet. Geol.* Vol. 37, No. 1, pp. 1-113.
- BAILEY, Willis (1938). «Wellings Observations of Dead Sea Structure». *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 49, pp' 659-668.
- BLAKE, G. S. (1930). «The Mineral Resources of Palestine and Transjordan». No. 2, Palestine, 41 pp. Jerusalem.
- BLAKE, G. S. (1937). «Old Shore Lines of Palestine». *Geol. Mag.*, London, Vol. 74, pp. 68-78.
- BLAKE, G. S. and IONIDES, M. G. (1939). «Report on the Water Resources of Transjordan and Their Development. Incorporating a Report on Geology, Soils and Minerals and Hydrogeological Correlation». 372 pp. Crown Agents for the Colonies, London.
- BLAKE, G. S. and GOLDSCHMIDT, J. J. (1947). «Geology and Water Resources of Palestine». Jerusalem.
- DROUHIN, G. (1953). «The Problem of Water Resources in Northwest Africa». In *Arid Zone Hydrology*, UNESCO, Paris.
- DUBERTRET, L. and VAUTRIN, H. (1947). «Sur la présence du Jurassique marin dans la région plissée palmyrénienne». *CR. Som. Soc. Geol. Fr.*, pp. 135-136.
- LEES, M. L. (1952). «Foreland Folding». *Q. J. G. S.*, London, Vol. CVIII, pp. 1-34.
- PICARD, L. (1943). «Structure and Evolution of Palestine». *Bull. Geol. Dept.*, Hebrew Univ., Jerusalem, Vol. 4, Nos. 2, 3 and 4.
- QUENNEL, A. M. (1948). «Notes on a New Geological Map of Transjordan». *XVIII Inter. Geol. Congress*, London.
- QUENNEL, A. M. (1951). «The Geology and Mineral Resources of (former) Transjordan». *Col. Geol. & Min. Res.*, Vol. II, No. 2, pp. 85-115.
- SHAW, S. H. (1947). *Unpublished report on the supply of domestic water to Nablus.*

The following maps have been consulted:

- BLAKE, G. S. (1939). Geological Map of Palestine (North); 1:250,000.
- DUBERTRET, L. (1942). Carte Géologique du Moyen Orient; 1:2,000,000.
- FISH, W. B. and DUBERTRET, L. (1945). Middle East Rainfall Map; 1:2,000,000.
- QUENNEL, A. M. (1954). Geological Map of Jordan (3 sheets); 1:250,000.
- SHAW, S. H. (1947). Geological Map of Southern Palestine; 1:250,000.

Acknowledgements

The author's thanks and acknowledgements are due to the Government of the Hashemite Kingdom of the Jordan, to the United States Technical Cooperation Service for Jordan and to the Food and Agriculture Organization of the United Nations for permission to present this paper for publication.

«The author has been assigned by the FAO to the Government of Jordan to assist them in the development of their underground water resources.

INFILTRATION RATES IN THE YARMOUK BASIN OF SYRIA-JORDAN

by

David J. BURDON

Ph.D., M.Sc., B.E., D.I.C., A.C.S.M.,

A.M.I.M.M., P.A.I.W.E., F.G.S.

Ground Water Geologist

Food and Agriculture Organization of the United Nations

Sommaire

Couvrant une superficie de 7.584 kilomètres carrés, avec une moyenne annuelle de 415 mm de pluies et un climat sub-méditerranéen, le Bassin du Yarmouk présente la possibilité de déterminer les taux d'infiltration dans un plateau basaltique semi-aride. La géologie est connue, les fuites du bassin versant peuvent être évaluées; le ruissellement a été jaugé depuis 1926; la carte pluviométrique est existante; l'auteur a examiné et jaugé les 172 sources, ainsi que les 77 forages, du bassin.

Les calculs basés sur ces données ainsi que les investigations montrent que le taux d'infiltration du bassin, dans son ensemble, est de 10 % des précipitations. Les chiffres correspondants au ruissellement sont de 9 % et à la transpo-évaporation sont de 81 %. Le bassin a été subdivisé en secteurs topographiques-géologiques. Le taux d'infiltration est de 20 % dans les secteurs couverts par du basalte quaternaire, et dont l'écoulement n'est pas encore développé; il est de 15 % dans les secteurs couverts par du basalte tertiaire et par des marnes lacustres quaternaires, et dont l'écoulement est barré; il est de 10 % dans les secteurs couverts par du basalte tertiaire, et dont l'écoulement est continu; il est de 1 % dans les secteurs couverts par des roches sédimentaires marines du Crétacé Supérieur et de l'Eocène Inférieur, et dont l'écoulement est continu et les roches sont surtout marneuses.

Les taux précédents sont approuvés et appuyés par les études hydrogéologiques qui ont été faites sur l'ensemble de la région.

Summary

Covering an area of 7,584 square kilometres with an average annual rainfall of 415 mm and a sub-Mediterranean climatic regime, the Yarmouk Basin provides an opportunity for determining the infiltration rates into plateau basalts in a semi-arid region. The geology is known; watershed leakage can be evaluated; the surface run-off has been gauged since 1926; rainfall maps exist; the author has examined and gauged the 172 springs, as well as the 77 boreholes, of the basin.

Calculations based on these data and investigations show that the infiltration rate for the basin as a whole is 10% of the rainfall. The corresponding figure for surface run-off is 9% and for transpo-evaporation, 81%. The basin has been sub-divided into topographical-geological sub-areas. For the areas underlain by Quaternary basalts with undeveloped drainage, the infiltration rate is 20%; for the areas of blocked drainage underlain by Tertiary basalts and by Quaternary lacustrine marls, the infiltration rate is 15%; for the areas of open drainage underlain by Tertiary basalts the infiltration rate is 10%; for the areas of open drainage underlain by marine sediments of the Upper Cretaceous — Lower Eocene (mainly marls) the infiltration rate is but 1% of the rainfall.

The above rates are in agreement with, and support, the hydrogeological analysis which has been made of the whole region.

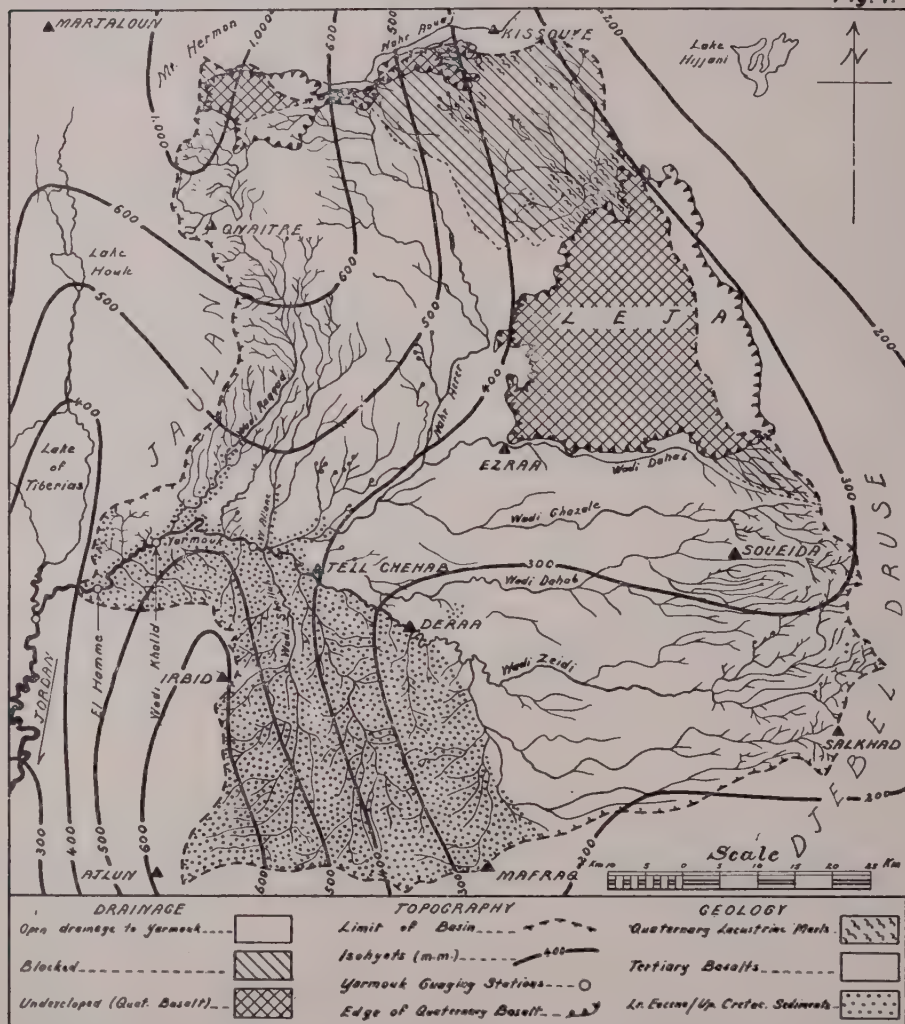
* * *

I. — Introduction

The basin of the River Yarmouk covers an area of 7,584 square kilometres, lying partly in the Republic of Syria and partly in the Hashemite Kingdom of the Jordan

BASIN OF THE YARMOUK RIVER DRAINAGE ···· ISOHYETS ···· GEOLOGY

Fig. 1.



The Yarmouk River commences below Tell Chehab falls; above this its tributaries bear other names. The discharge point has been taken a short distance downstream from El Hamme, where the river flows out of its narrow valley onto the plain of the Jordan Valley (Fig. 1.).

The Yarmouk is the major tributary of the Jordan, which it joins below Lake Tiberias. Its drainage basin has developed under the influence of the rejuvenation given to the plateau by the down-faulting of the Jordan Rift, which commenced in the Upper Oligocene-Lower Miocene period. Thus, while most of the basin is an open plateau, with ranges of basaltic hills, the Yarmouk and its major tributaries have incised themselves into deep gorges. The lightly-incised plateau drainages plunges over high waterfalls into the deep valleys.

The basin has an average rainfall of 415 mm, which is concentrated into the winter months from October to April; no rain falls from May to September, (Fig. 2).

Detailed studies of the geology, hydrology and hydrogeology of the basin have been out in connection with underground water development in south-west Syria and with the possibility of harnessing the waters of the Yarmouk river for the generation of power and for irrigation in the Jordan Valley. Some aspects of the facts collected in these investigations are presented in this paper.

II. — Geology

Basalts of plateau-type cover some 78% of the surface of the basin. In age they range from Miocene almost to the Historical, but four distinct periods of eruption have been distinguished and mapped. These basalts overlie marine limestones, chalks, marls and allied sediments of the Upper Cretaceous and Lower Eocene; some Middle Eocene strata may be present. These sediments were slightly folded and faulted during the emergence of the land and the initial formation of the rift; they were subjected to sub-aerial erosion prior to the first basaltic outpourings.

In the north of the basin, there are lacustrine marls of Quaternary age; they probably overlie Neogene terrestrial conglomerates. A corner of the basin runs up onto the lower slopes of Mount Hermon, where folded Cretaceous-Jurassic rocks are exposed. These series, with 125 metres of terrestrial sandstones between the Jurassic and the Cretaceous (Dubertret 1951, Figs. 3 and 4), also extend beneath the basin of the Yarmouk, but are too deeply buried by the Upper Cretaceous and Lower Eocene to be of hydrogeological interest.

1. Pre-Emergence Marine Sediments

Table 1. gives a generalised summary of the marine sediments which immediately underlie the basalts. The fundamental fact from the hydrogeological viewpoint

TABLE 1

Generalised succession of marine sediments beneath the basalts of the Yarmouk Basin. Based on exposures in the Yarmouk Valley, and on Quennell (1951) and Dubertret, (1951).

Upper Eocene Middle Eocene	{ Nummulitic Limestones; some marls and flints.	Thickness variable, due to erosion
Lower Eocene	{ Marls, clayey chalks, chalks & amorphous limestones	200 metres
Senonian	{ Chalks and marls; flints	280 metres
	{ Bedded chalks and limestones	20 metres
	{ Bituminous marls	150 metres
	{ Amorphous limestone; marls with ribbon chert-flint	50 metres
	{ Chalks and marls	50 metres
Turonian- Cenomanian	Limestones	700 metres, approx.

is that the Senonian and Lower Eocene form a marl aquiclude some 750 metres thick. The underlying Turonian-Cenomanian are too deeply buried to affect the hydrogeology of the basin. While the limestones of the Upper and Middle Eocene had mostly been removed by erosion, where they remain beneath the basalts, they allow infiltrated water to sink down below the base of the basalt, and to travel long distances underground, so as to pass out of the basin.

Outcrops of these Cretaceous-Lower Eocene sediments occur in the deeply-incised valleys, on the area to the south of the Yarmouk River, on the Rift escarpment and as rare windows in the main basalt sheet. They are widely exposed in the desert to the east of the Djebel Druse watershed.

2. *Emergence, Folding, Faulting and Erosion*

The exact date of the final regression of the seas and the elevation of the plateau high above the present Mediterranean is a matter of controversy (see Picard, 1943, Less, 1952, and Baker & Henson, 1952). As far as the general hydrogeology of the Yarmouk basin is concerned, this is of minor importance. Emergence took the form of a slight tilting of the plateau to the east, so that the general dip is now from the high ground on the east of the Jordan down towards the Euphrates-Tigris valley and the Persian Gulf. As the plateau tilted or arched in this manner, the rift valley opened and foundered. Again, the mechanism and tectonics are matters of controversy (de Vaumas, 1947, 1950, and Dubertret 1951); again, only the result obtained is of major importance from a hydrological viewpoint. It would appear definite, however, that the rift-faulting was accompanied by shearing, which has determined the form of the folds on the east, and probably on the west, of the rift garben. This aspect is dealt with at some length by Quennel, 1951, and Lees, 1952. The en echelon fan-folds of the Palmyrean chain are the most spectacular expression of this shear-folding, but the marine sediments beneath the basalt are seen to have similar structures on a less intense scale. Pre-basalt faulting of the sediments has not been observed in the areas exposed for examination.

Under the above forces, the marine sediments were elevated and exposed to sub-aerial erosion. The topography produced can in part be inferred from Fig. 2. It would appear that from an early stage in the emergence, the drainage of the present Yarmouk valley was towards the west, and not down the dip to the east. Whether this early western drainage was to the Tethys-Mediterranean, or into the rift valley of the Jordan, is not known.

3. *The Basalts*

The deep-seated forces which were active as the continent emerged from beneath the seas also appear to have given rise to the eruption of vast quantities of basalt, which flowed in sheets, and piled-up as mountains, so as to cover extensive areas; the largest sheet covers most of the Yarmouk basin, and extends beyond it, especially to the east and northeast.

The earliest (B1) basalts recognised have been subjected to great erosion, and now form heavily dissected residual mountains in the neighbourhood of Kissouye on the northern watershed of the Yarmouk basin. They appear to have issued from a series of fissures, and to have formed a series of mountains delimiting on the north and east the earliest basin of the Yarmouk.

The second series (B2) of basalts cover the greatest area. They occurred as fissure eruptions of a very fluid basalt which welled-up quietly and spread in thin sheets over wide areas. They now underlie the rolling fertile plains of the Hauran, occupying the central area of the basin. They reached as far south as the Yarmouk River of that day, and infilled its old channel. Locally, they crossed this river, and flowed over the lands on the south. The position of the fissures from which they were erupted cannot now be seen. There were long periods of quiet between each eruption, and on the top of many sheets, deep layers of rich red soil developed. It would appear that such soil layers were not continuous, but were deepest in hollows and absent from ridges. Later flows covered and preserved these soils, which now form inter-flow clay-beds.

The third series (B3) basalts determined the present size of the basin. They account for the Djebel Druse mountains (overlying B1 basalt) on the east, and the Jaulan mountains, forming the western watershed between the Wadi Raqqad and the Lake Houle — Lake Tiberias drainage. These basalts are mountain-building types, less fluid and tending to solidify and pile-up rather than to spread out. This tendency to solidify rapidly led to the blocking of the fissures and the development of cone eruption in the later stages. It also led to the eruption of semi-solid ejecta, mainly bombs, lapilli and ash of cognate origin. The ash has been distributed over wide areas by the prevailing winds, which then as now, blew from west to east. These ash-beds of the B3 basalts take the place of the inter-basaltic clay-beds of the B2 basalts, but are restricted in area, and are found mainly at high elevations in the neighbourhood of lapilli cones.

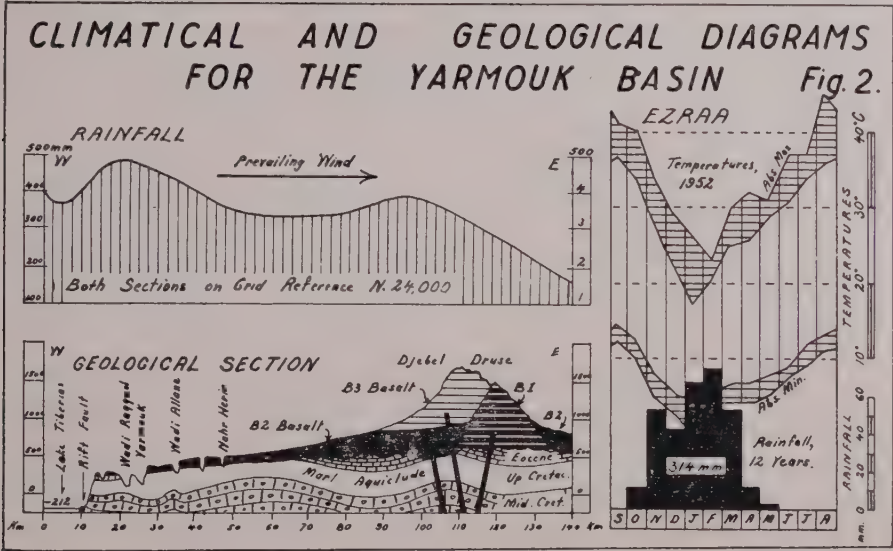
The fourth series (B4) basalts are of Quaternary age, and occur infilling obvious low ground and interdigitate with lacustrine deposits. They are so young that they lack a general soil cover, their ropery surface is still unweathered, and no regular

drainage system has developed over these. The rate of formation of a drainage system depends on slope, rainfall, flows, etc., and is not constant for all the B4 basalts. By cutting across pre-existing drainage channels, they have formed areas of blocked drainage (Fig. 1); deflected streams flow along the edge of the B4 basalts.

Thus the B4 basalts play a very important part in the hydrology and infiltration rates of the Yarmouk basin. They allow of no surface run-off in some areas, while in others they hold the run-off in temporary winter lakes, increase infiltration and reduce the area draining to the Yarmouk River.

4. Neogene and Quaternary Terrestrial Deposition

Following the emergence and mountain-building of the Upper Oligocene-Lower Miocene emergence, there was rapid erosion and deposition of terrestrial conglomerates in the valleys and depressions. These Neogene (Mio-Pliocene) deposits do not outcrop in the Yarmouk basin, but they probably underlie much of the lacustrine marls of the Quaternary. While predominantly marls, the Quaternary deposits range in coarseness up to pebble beds of deltaic nature, grading out into finer and finer beds. As the size of the Quaternary lakes varied from pluvial to interpluvial and as the B4 basalts may have been in part arrested by flowing into existing lakes, or created new lakes by blocking the drainage, the exact extent to which the Quaternary lacustrine marls extend beneath the basalts is not known.



East-West Vertical Section through the Yarmouk Basin showing Geology and Rainfall; Climatic Diagram for Ezraa.

III. — Topography

1. Surface Topography

The surface topography is controlled by the nature and extent of the different basalts and by the rate of incision of the oft-rejuvenated drainage into the rift-valley of the Jordan. In particular, the most recent, and hence the most influential, basalt flows (B4) make it necessary to divide the topographical basin of the Yarmouk into three subdivisions (Fig. 1).

- (i) Areas of open drainage 6,056 sq. km.
- (ii) Areas of blocked drainage 674 sq. km.
- (iii) Areas of underdeveloped drainage 854 sq. km.

7,584 sq. km.

The areas of open drainage consist of four topographical subunits.

The Yarmouk River and its major tributaries (Wadi Raqqad, Wadi Allane, Nahr Harir and Wadi Zeidi on the north bank and the Wadi Khalid and Wadi Shallah on the south bank) flow in valleys incised some 300 metres below the general plateau. The present grades of these rivers is of the order of 1:150 to 1:180. They show numerous terraces at varying heights above their present profiles, but the effects of each of the later rejuvenations seem to have coalesced at the head of these valleys, where the gradient suddenly steepens.

Gradients of 1:50, 1:40, and even 1:17 at the head of the Wadi Raqqad, bring these deeply incised valleys up to the general level of the plateau. Where the chalk marls exposed in the valley are capped with basalts the latter show vertical cliffs, over which the streams descent as high waterfalls, such as those of Tell Chehab and Zeizoun. Where the basalt-cap is absent, the descent is less abrupt, but always well-defined.

The basalt-capped plateau is underlain mostly by B2 basalts. These produce wide rolling plains into which the streams are lightly incised, with grades of 1:320. Soil-cover is deep and rich, while the number of boulders varies from place to place. Basalt pressure-ridges cross the plains as low elevations. This is the fertile wheat-producing area of the Hauran. Where a basalt-cap is lacking, as on the south bank, the topography shows greater erosion close to the major valleys, with little left of the original surface of the plateau. But further away from the rejuvenated drainage, the plateau has been preserved almost intact, as may be seen at the watershed around Marfaq.

As the wadis cross onto the B3 basalts of the Djebel Druse on the east and the Jaulan on the west, the grade increases to about 1:80. In places the drainage is but poorly developed, and water-logged areas are found. Soil cover is irregular, and much of the mountains are boulder-strewn. There are remains of extensive forests. Cinder-lapilli cones rise steeply to form the crests of the hills, but also occur on lower ground. Ash-beds are common.

The areas of blocked drainage are closely connected with the B4 basalts and the lacustrine marls. The main area lies in the northeast corner of the basin; there the streams which run-off the B1, and to a lesser extent the B2 basalts, run onto lacustrine marls over which they form lakes which dry-up in summer. Prior to the extrusion of the great B4 flow of El Leja, this area would appear to have drained south via the Nahr Herer; but a deep lake in this area would also tend to communicate with Lake Hijjani. A diversion weir on the Aouaj turns some water out of that river and into the basin of the Yarmouk; this further complicates the hydrology of the basin — (Fig. 3).

The areas of undeveloped drainage lie over the B4 basalts. On the west, where rainfall is heaviest and slopes greatest, an incipient drainage has come into existence. On the west, particularly on El Leja, there is no surface drainage. The surface of the flow is formed of swells and depressions, while the lava is in hexagonal columns, whose joints have opened under tension. There is some soil in the hollows, but the swells are bare rock. After rain, pools form in the hollows, some of which drain into one another. But the height of the retained water has never risen sufficiently for a large number of pools to coalesce, overflow and cut drainage channels. The rainfall transpoevaporates or infiltrates; there is on surface run-off.

2. *Underground Topography*

In dealing with the infiltration rates and the hydrogeology of an area, the underground topography has to be considered. In this connection, underground topography may be defined as the shape of the interface between overlying porous-permeable rocks and underlying impermeable rocks. The position of this face on one section of the Yarmouk basin is shown in Fig. 2. It forms the bottom of the unconfined or semi-confined nappe for the basin overlying the marls of the Upper Cretaceous. Its shape determines the possibility or impossibility of inflow or outflow of subterranean water between the basin itself and neighbouring area.

In general, the major factor influencing the underground topography is that surface topography which was developed between the emergence of the land and the extrusion of the basalts (II-2, above). In the main, this erosion exposed the impermeable marls of the Senonian-Lower Eocene, and it was immediately over these rocks that the lowest layer of flow of basalt was poured. Since the basalts are in the main permeable, this interface represents the bottom of the underground water reservoir. However, in the east of the basin, at the foot of the Djebel Druse, it would appear

that the basalts were extruded over permeable-fissured Eocene limestone. Here the bottom of the reservoir is at the marls of the Lower Eocene; here too it appears that water can move out of the basin, deep in the Eocene limestones, and it is considered that this water gives rise to the large springs of the Azraaq depression at the head of the great Wadi Sirhan.

In the extreme northern portion of the basin, where the basalts spread over the folded Eocene and Cretaceous at the foot of Mount Hermon, over the unfolded Neogene conglomerates, with which it may interdigitate, and over and into the Quaternary marls with which it does interdigitate, in this area the underground topography is difficult to decipher. In this area there is a possibility of underground infiltration into the Yarmouk basin from the Aouaj basin, and out of the Yarmouk basin into the area which drains the Lake Houle.

On the south bank of the Yarmouk, the underground interface between the aquifers and aquicludes is governed by certain chert beds which overlaid the highly impermeable bituminous marls of the Middle Senonian (Table 1) which have been folded into the Ajlun dome.

IV. — Hydrology

The general hydrological cycle for the whole basin is shown in Fig. 3. This Figure also summarises the total precipitation on the basin, and the quantities which leave the basin by surface run-off, by evaporation-transpiration-use and by underground discharges, as well as the total spring discharge within the basin. Details of the calculations will be found in the following sub-sections.

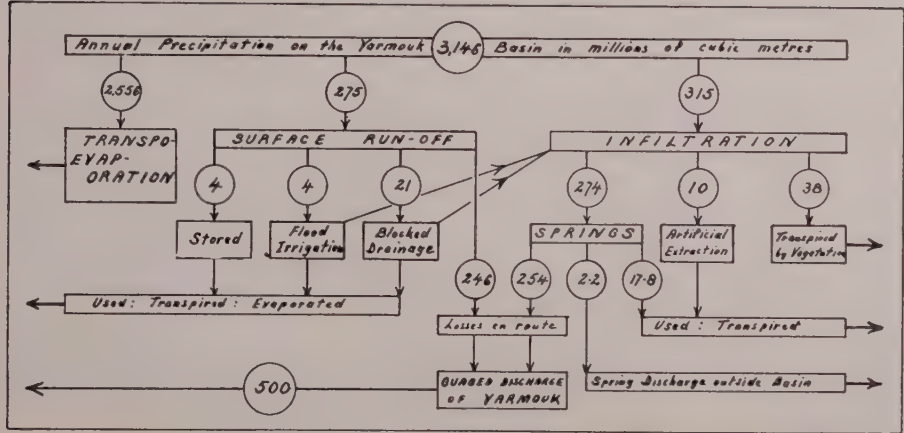


Fig. 3
Hydrological Cycle for the 7,548 sq. km forming the basin of the Yarmouk River.

1. Precipitation

The average total annual precipitation on the 7,584 sq. kilometres of the Yarmouk basin has been calculated, and found to amount to 3,146 million cubic metres, equivalent to an average precipitation of 415 mm — Table 3. The isohyetal lines shown in Fig. 1 are based on Fish and Dubertret, (1945); the distribution of the rainfall is also shown in Fig. 2.

Except for certain areas, precipitation occurs entirely as rain. The temporal distribution of the rainfall for Ezraa is shown on Fig. 2; this can be accepted as typical for the whole area. Such winter rainfall occurs when temperatures, and presumably evaporation, are at their lowest. The rainfall is orographic, brought inland from the Mediterranean by westerly and southwesterly winds and condensed as these winds rise up to pass over the mountain ranges of the coast. Where there is a gap in these coastal ranges, as opposite the Djebel Druse, the isohyets rise less steeply but spread much further inland.

Above the 1,800 metre contour, the ranges of Hermon receive most of their precipitation as snow, and in winter the ranges are snowclad down to the 1,400 metre contour. Melting commences in April, but the summit of Hermon (2,814 metres) remains snow-clad throughout a normal year. Snow falls on the Djebel Druse, and to a lesser extent on the northern Hauran, but does not lie for long on the ground. In spring, a heavy dew is reported; this is not registered on the rainguages, but is of importance in the general ecology of the area. Condensation on basalt, due to its low albedo, is said to justify the innumerable basaltic stones which are allowed to remain strewn over many of the fertile fields.

2. *Guaged Surface Discharge*

Guagings of the flow of the Yarmouk River have been made at Makarin Station, at Wadi Khaled, at El Hamme and at its junction with the Jordan. At the latter site, records run from Nov. 1926 to Oct. 1946, with a gap for 1932-33; these are published as Table XII of the MacDonald Report. For the 19 years guaging thus recorded, the average annual discharge of the Yarmouk is found to be 487.3 million cubic metres. At Wadi Khaled, upstream of the El Hamme springs, guagings were made from Oct. 1930 to Sept. 1936, with a gap in 1934; these figures are published in Ionides and Blake (1939), Table 6, Appendix III. When these figures are compared with those from the Yarmouk-Jordan junction, and allowing for the spring discharge of El Hamme, then it seems advisable to increase the guaged discharge to 500 million cubic metres per year. This figure has been used throughout this investigation.

The guagings at El Hamme, at Makarin Station and on several of the tributaries of the Yarmouk River, were made at irregular intervals and by varying methods, so that they add very little to our knowledge of the annual discharge of the river.

The relationship between the figure for guaged surface run-off and the true surface run-off and spring discharge can be seen from Fig. 3.

3. *Guaged Spring Discharge*

The results reported in this paper are based mainly on detailed investigations into the mode of occurrence and the discharge of the 172 springs which are known to occur within the basin. For most of the major, and for a valuable number of the medium, springs of the basin guagings have been carried out over a sufficient number of years and at sufficiently close intervals to permit a discharge curve to be drawn, showing season fluctuations and to a lesser extent, annual fluctuations as affected by annual variation in rainfall. For such springs, accurate estimates can be made of the average annual discharge. Since the major springs account for over 75% of the total spring discharge, the figures given in Table 2 can be accepted as reasonably accurate.

Guagings of minor springs is usually based on one measurement, sometimes adjusted to fit the discharge pattern of similar springs of the area. In many cases, springs turn out to be but spring-wells, and the discharge is via a bucket and rope, with a history of free flow at some seasons and some years. There is thus much uncertainty as to the average annual discharge of small springs.

Springs whose discharge normally reaches the Yarmouk River and which are included in the "Guaged Surface Discharge" of IV-2 above, are grouped under 1-7 of Table 2. The total comes to 241.95 million cubic metres per year. From the monthly records for the years 1927 to 1937, Ionides and Blake (1939) have calculated and plotted the ground-water discharge separate from the surface run-off, (Fig. 96 and Table 24 of their report). No doubt some variation of Horton's formula has been used (Horton, 1935); but with only monthly records to act as a basis, the close agreement between the average annual spring discharge reached by them 254 (million cubic metres) and that given by guagings on all known springs which flow into the Yarmouk (241.95 million cubic metres) is very satisfactory. Since the guaged spring flow will decrease by evaporation losses before reaching the guaging station, and since the old figure and the new figure differ by but 5%, it has been decided to retain the figure of 254 million cubic metres per year as the discharge of all those springs whose discharge normally reaches the Yarmouk River.

The remainder of the springs come to but 7% of the total spring discharge. It is considered that the springs at Azraaq represent water which has infiltrated underground within the Yarmouk basin. The average annual discharge of these springs is taken as 2.2 million cubic metres per year, (Ionides and Blake, Chapter VI,

TABLE 2

Summary of guagings on 172 springs lying within the basin of the River Yarmouk. Groups 1 to 7 discharge to the River Yarmouk. The flow from Groups 8 to 13 does not reach the Yarmouk, except rarely as part of floodflow in winter.

Location of Springs by Groups		Number	Average Annual Yield in 1,000,000 metres
1	Upper Nahr Herer	5	10.51
2	Between Yarmouk and Nahr Herer	13	129.75
3	Between Nahr Herer and Wadi Allane	19	23.31
4	Between Wadi Allane and Wadi Raqqad	9	10.76
5	From Wadi Raqqad to western watershed	6	2.80
6	South bank springs from sediments	5	1.75
7	Springs of the El Hamme area	6	63.07
		63	241.95
8	Areas of closed drainage in the northern Hauran	17	11.18
9	Areas of Open Drainage in the northern Hauran-Jaulan	13	2.86
10	Areas of Open Drainage in the central Hauran	6	0.55
		36	14.59
11	Northern area of Blocked Drainage in the Djebel Druse	5	0.19
12	Central are of Open Drainage in the Djebel Druse	28	1.36
13	Southern area of Open Drainage in the Djebel Druse	40	1.66
		73	3.21
Total springs and discharge within the 7,584 sq. kilometres of the Yarmouk Basin		172	259.75

Sec. 4). Allowing for the adjustments noted above, the total spring discharge from aquifers fed by the Yarmouk catchment is estimated at 274 million cubic metres per year, made up as follows:

	Cubic Metres
Spring discharge to the Yarmouk River	254,000,000
Spring discharge inside basin, not reaching the Yarmouk River ...	17,800,000
Azraq springs	2,200,000
	274,000,000

4. Infiltration

Is the guaged spring discharge of 274 million cubic metres equal to the infiltration? Ferris (in Wisler and Brather, 1951, p. 231) states «A ground-water reservoir tends towards a state of equilibrium, with natural discharge balancing natural recharge». If spring discharge were the sole natural method of discharge, and since artificial extraction of ground-water is on a very small scale in the Yarmouk basin, then spring discharge would be equal to infiltration. That this is not so may be seen from Fig. 3. and from the following considerations.

Evaporation can remove infiltrated water from the underground reservoir, wherever the surface of the water-table rises sufficiently close to the surface to permit capillary action to bring it into the zone of evaporation. Deep-rooted phreatophytes

can raise and evaporate water from considerable depths, (Meinzer, 1923). Springs can lie concealed in river-beds.

These, and the indications shown in Fig. 3, suggest that the spring discharge should be increased to arrive at the total infiltration over the whole basin. The amount of this increase is impossible to fix accurately, but is taken here as being 15%. Hence the average total annual infiltration for the basin is taken as 315 million cubic metres.

5. Surface Run-off

When the spring discharge to the Yarmouk (254 million cubic metres) is subtracted from the gauged surface discharge (500 million cubic metres), the difference of 246 million cubic metres does not represent the surface run-off of the whole basin. It comes from the 6,056 sq. kilometres of open drainage.

Within the areas of blocked drainage (674 sq. kilometres), there is a true run-off. Within the areas of open drainage, some of the water is diverted by weirs from the streams into storage birketts and cisterns. A little may be used for flood irrigation. There may be a considerable recharge to the ground water reservoirs from the bed of these streams, as argued by Frolow, (1931, 1939 and 1951). These factors are embodied in Fig. 3.

Allowing an 8% run-off in the areas of blocked drainage (amounting to 21 million cubic metres) and 8.0 million cubic metres for storage, flood irrigation etc., then the total surface run-off of the basin is considered to be 275 million cubic metres in an average year. No allowance has been made for infiltration from stream-beds as distinct from infiltration under other conditions.

6. Evaporation

Subtracting the surface run-off and the infiltration from the total precipitation, a figure of 2,556 million cubic metres per year is obtained for the direct evaporation. This will cover transpiration losses as well as immediate and later evaporational losses. The difference between the total precipitation and the total gauged discharge amounts to 2,646 million cubic metres; hence there are additional losses of 90 million cubic metres per year due to transpiration, to human and animal use and to evaporation.

It is regretted that no experimental work has been carried out to determine the evaporation rated from a free water surface in the Hauran.

V. — Topographical-Hydrological Relationships

In arriving at the figures given in the foregoing section, the basin has been treated as a single unit, with each part behaving more or less in the exact same manner. In fact, each type of drainage area behaves differently, and these differences are further influenced by the different types of rocks outcropping. Full information is lacking, but Table 3 synthesises all that is known or may be inferred as to the behavior of each topographical sub-division of the Yarmouk basin.

The total rainfall on each sub-division is readily calculated. The basic information is shown on Fig. 1, but the calculations were made on the 1:200,000 map.

The run-off for the whole basin is 275 million cubic metres, or 9% of the total rainfall. The run-off from the areas of undeveloped drainage is, by definition, nil. The run-off from the areas of blocked drainage is taken as 8%, slightly lower than the average for the whole basin, since the areas of blocked drainage include a large area of low relief. No gaugings have been made which would permit direct separation of the run-off over the basalt areas from the run-off over the sediments (of Upper Cretaceous and Lower Eocene age), but the total comes to 246 (gauged) plus 8 (losses).

The infiltration for the whole basin is 315 million cubic metres, or 10% of the total rainfall. The infiltration over the undeveloped drainage areas is considered to be roughly equivalent to the combined run-off and infiltration for the whole basin, and is taken as 20% of the rainfall on these areas; so it totals 68 million cubic metres. The infiltration rates for the areas of blocked drainage is considered as higher than that for the whole basin, but less than that for the areas of undeveloped drainage; it has been taken as 15%, and so totals 40 million cubic metres. Springs from the Upper Cretaceous and Lower Eocene sediments of the south bank have an average

TABLE 3

Measured or inferred average run-off, infiltration and transpo-evaporation for the whole, and for the four geo-topographical subdivisions, of the Yarmouk Basin.

Total amounts are given in millions of cubic metres.

Geology	Sediments	Basalts (locally Quater. marls)			Totals for Yarmouk Basin
Type of Drainage	Open Drainage to Yarmouk	Open Drainage to Yarmouk	Blocked Drainage	Un-developed Drainage	
Area, (sq. km.)	1,500	4,556	674	854	7,584
Average rainfall	413 mm	421 mm	393 mm	401 mm	415 mm
Total rainfall	620	1,919	265	342	3,146
<i>Run-off</i>					
% of rainfall	17%	8%	8%	Nil	9%
Equival. in mm	70 mm	33 mm	31 mm	Nil	36 mm
Total amount	105	149	21	Nil	275
<i>Infiltration</i>					
% of rainfall	1%	10%	15%	20%	10%
Equival. in mm	4 mm	44 mm	59 mm	80 mm	42 mm
Total amount	6	201	40	68	315
<i>Transpo-Evaporat.</i>					
% of rainfall	82%	82%	77%	80%	81%
Equival. in mm	339 mm	344 mm	303 mm	321 mm	337 mm
Total amount	509	1,569	204	274	2,556

annual yield of only 1.75 million cubic metres (Table 2, No. 6). This indicated that infiltration here is low; it has been increased to 6 million cubic metres, i.e. 1% of the rainfall, to cover springs outside the basin and sub-basalt springs fed from infiltration in the sediments. The balance, coming to 201 million cubic metres, is assigned to infiltration into the areas of open drainage covered with basalt.

Finally, transpo-evaporation for the whole basin comes to 2,556 million cubic metres, of 81% of the rainfall. In the areas of undeveloped drainage, this is reduced to 80%, since 20% infiltrates and there is no run-off. For the areas of blocked drainage, the transpo-evaporation rate comes to but 77%. To this should be added the 8% of run-off, since this water stands in pools and lakes from which it leaves the basin by transpo-evaporation. Thus the highest evaporation (85%) occurs — as it should — in the areas of blocked drainage; this is difficult to show in Table 3, but is indicated in Fig. 3. The balance of the water which leaves the basin by transpo-evaporation (2,078 million cubic metres) is assigned at the same rate (82%) to the areas of open drainage, whether underlain by basalts or sediments.

This final allocation allows the varying run-off rates for these two open-drainage sub-divisions to be calculated by differences. It is found that the run-off from the areas of open drainage underlain by sediments comes to 17% of the rainfall, while from the basalts, the rate is but 8%.

The figures given in Table 3 are not actual measurements. They represent a balance obtained by applying all information available to certain limited gaugings. It is considered that they give a true basic picture of the hydrology of the basin, which will be modified, but not changed, as more detailed gaugings become available. In particular, the amount and the distribution of the major infiltration areas are in complete harmony with the hydrogeological conditions presented briefly in the following section.

VI. — Hydrogeology

Much new data on the hydrogeology of the Yarmouk Basin has been obtained

since Frolov wrote in 1931 and 1939. New boreholes have been sunk (there are now 77 boreholes in the Syrian portion of the basin, and several in the Jordan portion) and test-pumped; the geology of all the springs has been studied; spring-flow has been gauged; rainfall records have accumulated; innumerable chemical analyses have been made, mostly on waters from boreholes and springs. A summary of the new hydrogeological picture is presented in another paper to this Congress (Burdon, Masloum & Safadi); only those facts which bear a direct relationship to the infiltration rates will be presented here.

1. Location of Underground Water-Table

Below the areas of undeveloped and blocked drainage, which lie on the north-east of the basin, a strong continuous water-table comes into existence and extends beneath the basin down to the major area of spring discharge. Below the Djebel Druse, on the east and south-east of the basin, no such water-table comes into existence. The absence in part is due to lower rainfall, but is considered to be mainly caused by the non-formation of areas of blocked or undeveloped drainage in this area. These arguments justify the high infiltration rates assigned to the areas of blocked and undeveloped drainage.

2. Rate of Flow of Underground Water

The springs of the Djebel Druse lie at high elevations, close to the areas of infiltration; peak discharges occur one or two months after peak rainfall. This gives a rate of travel through the basalt aquifers. The springs of the Mzeirib area show increase in discharge in August, some 6 months after the rainfall peak. This indicates that the water travels for a much longer distance through the basalts, leading back to infiltration in the areas of blocked and undeveloped drainage. The springs at Azraaq are said to have a peak discharge in October, just before the winter rains this shows a still longer distance of underground travel.

3. Chemical Composition of the Underground Water

Chemical analyses enable a ready distinction to be made between waters which have flowed throughout in the basalts, and those which have moved in the underlying sediments. Within the basalt-waters themselves, a series exists from waters with as little as 100 ppm total soluble solids to those with 400 ppm. While other factors (rate of flow, quantity passing, etc.,) affect the result, plotting of the analyses show that the further the water has travelled through the basalt, the higher the amount of salts in solution. Thus waters of the high springs of the Djebel Druse, and of some springs in the Leja and the Jaulan (B3 basalts) show less than 250 ppm of total solids in solution. The lower springs of the Djebel Druse and all springs of the Hauran show total solids from 350 to 400 ppm. This is taken to indicate that the main infiltration areas for the Hauran lie far away in the areas of blocked and undeveloped drainage.

4. Geology of the Underlying Rocks

The geology of the underlying rocks is in harmony with the 1% infiltration rate obtained for the Upper Cretaceous-Lower Eocene sediments and the 10% for the basalts in the areas of open drainage. Only certain beds of these sediments are permeable; the basalt is generally permeable.

5. Location of Springs

The springs of the basin may be separated into two major categories. One group of springs occur in and near the main infiltration areas; these represent waters which failed to penetrate deeply and join the main underground nappe. The other group represent the discharge from the main nappe. The location of these springs agrees well with the ideas underlying the synthesis given in Table 3 and Fig. 3.

6. Distribution of the Rainfall

While the effects of varying amounts and intensities of rainfall have not been considered due to lack of observational data, still the areas of blocked and undeveloped drainage lie in areas of above average rainfall for the whole basin. This does not apply to the areas underlain by sediments on the south bank, where the rainfall

is heavy but infiltration is found to be small. The nature of the receiving rock is dominant over the intensity-amount of rainfall in controlling infiltration.

VII. — Acknowledgements and Bibliography

The author's thanks are due to the Government of the Republic of Syria and to the Food and Agriculture Organisation of the United Nations for permission to publish this paper. Dr. Subhi Masloum has suggested the investigation; Messrs. Chafic Safadi and Fauzi Khabaz and other officials of the Department of Irrigation and Hydraulic Power have assisted the author in the field and office.

- BAKER, N. E. and HENSON F. R. S. (1952) «Geological Conditions of Oil Occurance in Middle East Fields». *Bull. Am. Soc. Petroleum Geologists*, Vol. 36, No. 10.
- BURDON, D. J., MASLOUM, S. and SAFADI, C. «Underground Water in Syria». *Int. Union of Geodesy & Geophysics*, Rome, Sept. 1954.
- DUBERTRET, L. (1929) «Etude des Regions volcaniques de Hauran, du Djebel Druse, etc., et du Diret et Touloul, Syrie». *Rev. Géog. Phy. et Géol. Dynam.*
- DUBERTRET, L. (1933) «Les grandes nappes basaltiques syriennes». *C. R. S. de la Soc. Géol. de France*, June 1933.
- DUBERTRET, L. (1951) «La Structure du Moyen Orient d'après Etienne de Vaumas». *Rev. de Géog. de Lyon*, Vol. XXVI, pp. 367-374.
- DUBERTRET, L. (1951) Carte Géologique au 50,000; Feuille de Merdjayoun. *Ministry of Public Works*, Beyrouth.
- FISH, W. B. and DUBERTRET, L. (1945) «Carte Pluviométrique du Moyen Orient au Deux Millionième». *Etudes Géol. et Géog.* Tome IV.
- FROLOW, V. (1931) «The Boreholes of Hauran». *Mem. Soc. Civil Engineers of France*, Bull. Jan.-Feb. 1931.
- FROLOW, V. (1939) «Sur les eaux souterraines du Hauran (Syrie)» *Comp. Rendus des Soc. de l'Acad. des Sci.* Tome 208, No. 22, pp. 1924-1926.
- FROLOW, V. (1951) «L'eau des Continents et ses Mécanismes». Les Editeurs Français Réunis, 33 Rue Saint André des Arts, Paris VI.
- HORTON, R. E. (1935) «Surface Run-off Phenomena». Edwards Bros. Ann Arbor, Michigan.
- IONIDES, M. G. and BLAKE, G. S. (1939) «The Water Resources of Transjordan & Their Development». Crown Agents for the Colonies, London.
- LEES, M. L. (1952) «Foreland Folding» — *Q. J. G. S.*, London, Vol. CVIII, pp. 1-34.
- MACDONALD, Sir M. & PARTNERS (1951) «Report on the Proposed Extension of Irrigation in the Jordan Valley». 72, Victoria Street, London, S. W. I.
- MEINZER, O. E. (1923) «Plants as Indicators of Ground-water». *U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper* No. 577.
- PICARD, L. (1943) «Structure and Evolution of Palestine». *Bull. Geol. Dept. Hebrew Univ.*, Jerusalem, Vol. 4.
- QUENNEL, A. M. (1951) «The Geology and Mineral Resources of (former) Trans-Jordan». *Colonial Geology and Mineral Resources*, Her Majesty's Stationery Office, London.
- VAUMAS, Etienne de (1950) «La Structure du Proche-Orient : Essai de Synthèse». *Bull. Soc. Roy. de Géog. Egypte*, Tome XXIII, pp. 265-320.
- WISLER, C. O. and BRATER, E. F. (1951) «Hydrology». John Wiley & Sons, New York.

The author has been assigned by the FAO to the Government of Syria to assist them in the development of their underground water resources.

DIE GRUNDWASSERVORKOMMEN IM GEBIETE DER DEUTSCHEN BUNDESREPUBLIK, IHRE NUTZUNG UND IHRE KARTOGRAPHISCHE DARSTELLUNG

VON

Rudolf GRAHMANN
Koblenz im Rheinland

Hierzu eine Übersichtskarte und ein Ausschnitt aus der Hydrogeologischen
Übersichtskarte der Deutschen Bundesrepublik
1 : 500.000

The occurrence of Groundwater within the Territory of the German Federal Republic. Its Use and Mapping

Summary

In the territory of the German Federal Republic there are 200 inhabitants to the square kilometer. As 90 p.c. of all freshwater requirements are satisfied from groundwater we need on an average $200 \times 250 = 50.000$ litres groundwater per day and square kilometer. This is the equivalent of a mean groundwater yield of 0,6 litres per second and squarekilometer or a water height of almost 20 millimetres per year.

In the area below the Alps which is richly endowed with precipitation the glacial gravels yield on an average 15 to 20 litres per second and squarekilometer. Of the total the cities of Munich and of Augsburg take almost 5.000 litres per second. The Upper Rhine plain supplies groundwater to many towns and industries, together about 7.000 litres per second in addition to 3.000 litres supplied by the lower Main Valley. The area of the Lower Rhine is richest in groundwater from which the waterworks of the large cities alone draw 6.000 litres per second. On the Upper Ems yields of up to 15 litres per second and squarekilometre can be exploited. In Lower Saxony the intakes for the city of Hanover with 1 100 litres per second are of interest. From among the sands of the Tertiary the watertable is tapped successfully in the eastern parts of Upper-Bavaria, and also north of the Elbe. From the Senon sands of Haltern in Westphalia up to 2.000 litres per second are pumped. The groundwater conditions are shown on a hydro-geological key map 1 in 4.000.000. Specimens of our new hydro-geological map to a scale of 1 in 500.000 are available.

* * *

Überblick

Das Gebiet der Deutschen Bundesrepublik bedeckt in seinem gegenwärtigen Umfange beinahe 250 000 km². Seine östliche Begrenzung gegen die sowjetische Besatzungszone verläuft nicht, wie häufig angenommen wird, auf der ganzen Länge entlang der Elbe, sondern nur ein kurzes Stück oberhalb Hamburg. Südwarts von hier schwenkt sie bis zu 240 km nach Westen aus. So kommt es, dass die westlich der Elbe gelegenen wichtigen Grossstädte Magdeburg, Halle, Leipzig, Dresden, Chemnitz, ebenso auch Weimar und Jena zur Sowjetzone gehören. Die Grenze der Bundesrepublik gegen die Tschechoslowakei ist die gleiche wie die alte Reichsgrenze.

Im deutschen Bundesgebiet leben beinahe 50 Millionen Menschen, sodass mit einer Durchschnittszahl von fast 200 je km² gerechnet werden kann, Besonders starke Zusammenballungen finden sich im rheinisch-westfälischen Industriegebiete. Sie sind wohl die am dichtest bewohnten in Europa.

Der Wasserbedarf

Der Reinwasserbedarf für Bevölkerung und Industrie schwankt im Gebiete der Bundesrepublik zwischen 30 l und 570 l je Kopf und Tag. Als Durchschnitt wird für die Zukunft mit 350 l je Kopf und Tag gerechnet. In Deutschland ist seit je für zentrale Versorgungen Quell- und Grundwasser bevorzugt worden. Die Trinkwasser-

Farben- und Zeichenerklärung

Die nachstehenden Höffigkeiten gelten für ungestörte Grundwässer

Versorgungsmöglichkeit, winnbare Wassermenge:

Großstädte
> 10 000 m³



Sehr ergiebige Grundwässer mit seichter Lage in Sand- und Kiesablagerungen von 10 bis > 40 m Mächtigkeit, örtlich mit undurchlässiger Lehmdecke. In der Rheinebene zum Teil Enteisung nötig; Quartär.



Ergiebige Grundwässer mit seichter Lage in Schotter- und Sandablagerungen der Täler, zum Teil auch aus den liegenden Kalken; Quartär, im Liegenden Muschelkalk oder Weißer Jura.



Ergiebige Grundwässer in verschiedenen Tiefen verkarsteten Kalkes, nicht immer hygienisch einwandfrei; Muschelkalk und Weißer Jura.



Ergiebige Grundwässer in verkarstetem Kalk mit > 40 m mächtiger undurchlässiger Überdeckung und gespannt. Starke Gips-härte (40 bis > 90 dH); Muschelkalk und Keuperüberdeckung.



Ergiebige Grundwässer verschiedener Tiefenlage in Sandsteinen, zum Teil unter undurchlässigen Tonen und Mergeln; Keuper, Lias und Dogger.



Schwach ergiebige Grundwässer mit seichter Lage in Schotter- und Sandablagerungen der Täler; Quartär.



Schwach ergiebige Grundwässer > 20 m tief in sandigen Einlagerungen von Letten und Mergeln (Flinz), zum Teil gespannt (Tertiär). Örtlich Überlagerung durch quartäre Kiese.



Schwach ergiebige Grundwässer in verschiedenen Tiefen verkarsteten Kalkes, örtlich gespannt, nicht immer hygienisch einwandfrei; Muschelkalk und Weißer Jura.



Schwach ergiebige Grundwässer verschiedener Tiefenlage in Sandsteinen, zum Teil unter undurchlässigen Tonen und Mergeln; Keuper, Lias und Dogger.



Knappe Grundwässer mit meist seichter Lage in Kies-, Sand- und Lehmlagerungen der Täler und Niederungen; Quartär.



Knappe Grundwässer in verschiedenen Tiefen verkarsteten Kalkes. Nicht immer hygienisch einwandfrei; Muschelkalk und Weißer Jura.



Knappe Grundwässer verschiedener Tiefenlage in Sandsteinen, zum Teil unter undurchlässigen Tonen und Mergeln. Unter Talsohlen örtlich sehr hart; Keuper, Lias und Dogger.



Sehr knappe Grundwässer mit seichter Spiegelage in geringmächtigen Talablagerungen; Quartär.



Sehr knappe Grundwässer von verschiedener Spiegelage in vulkanischem Trümmergestein, vergesellschaftet mit Tonen; Tertiär.



Sehr knappe Grundwässer verschiedener Tiefenlage in Sandsteinen, zum Teil unter undurchlässigen Tonen und Mergeln; Keuper, Lias und Dogger.



Sehr knappe Grundwässer in verschiedenen Tiefen von Kalksteinen; Muschelkalk und Weißer Jura.



Sehr knappe Grundwässer in hartem Sandstein, auf Hochflächen sehr tief, in Tälern starke Quellen, meist sehr weich; Buntsandstein.



Sehr knappe Grundwässer in Verwitterungsschutt und regellosen Klüften von massivem Felsgestein, sehr weich. Talsperren möglich, kristalline Gesteine.



Dauernd oder zeitweise keine Grundwässer, meist auf Sandsteinhochflächen; Buntsandstein.



Dauernd oder zeitweise keine Grundwässer in stark durchlässigem verkarsteten Kalkgestein; Muschelkalk und Weißer Jura.

Farben- und Zeichenerklärung

Auftreten von stark gipshaltigen Wässern

Auftreten von Sauerlingen

Ausstriche von Grundwasserstockwerken:
S = Schwarzer Jura
W = Weißer Jura

Grundwasserhöhengleichen im langjähr. Mittel

Karstwasserscheide

Quellen mit Mindestschüttung von 10 l/s

- ⊗ Schwefelhaltige Wässer
- ⊕ Radiumhaltige Wässer
- Chlorid-Wässer
- Solen
- ▽ Chlorid-Sauerlinge
- ⊙ Radiumhaltige Thermen
- ⊙ Sulfat-Wässer
- △ Hydrogenkarbonat-Wässer
- Reine Sauerlinge
- Akrothermen
- ▽ Hydrogenkarbonat-Sauerlinge
- ⊙ Chlorid-Thermen

Mineralwässer

• Ort mit Wasserwerk, Tagesleistung 1 000 bis 5 000 m³

⊙ Ort mit Wasserwerk, Tagesleistung 5 000 bis 20 000 m³

⊙ Ort mit Wasserwerk, Tagesleistung > 20 000 m³

□ Wasserwerk in größerer Entfernung von zentralversorgten Orten, Tagesleistung 1 000 bis 5 000 m³

□ Wasserwerk in größerer Entfernung von zentralversorgten Orten, Tagesleistung 5 000 bis 20 000 m³

□ Wasserwerk in größerer Entfernung von zentralversorgten Orten, Tagesleistung > 20 000 m³

□ Wasserwerk der Industrie, Tagesleistung > 1 000 m³

■ LWV Fassungen der Württbg. Staatlichen Landeswasserversorgung

☑ Vorgesahene und im Ausbau befindliche Wasserwerke der „Wasserversorgung West-Mittelfranken“

— Fernwasserleitung

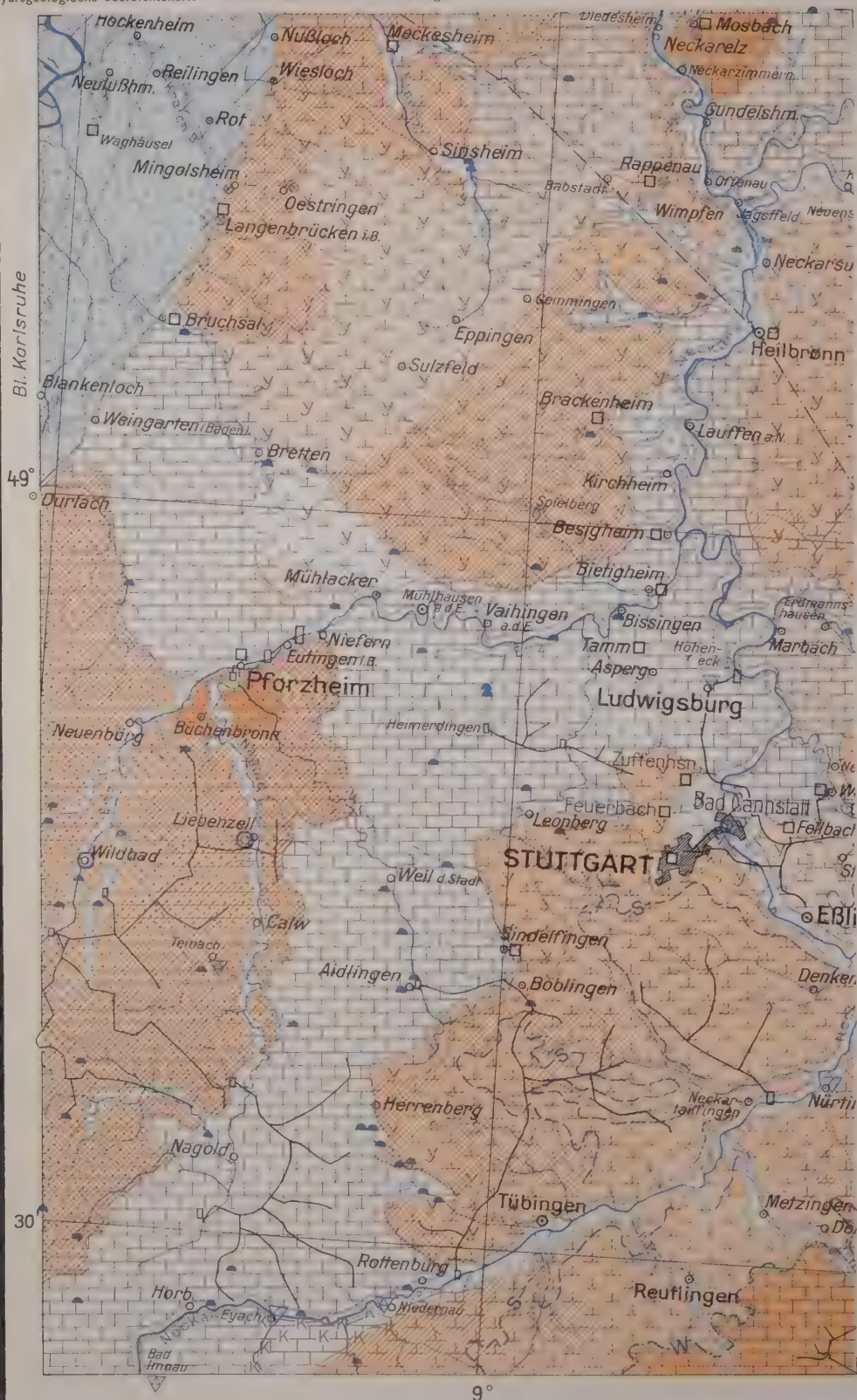
○ Ausgewählte Orte mit weniger als 1000 m³ Wasserverbrauch je Tag oder ohne zentrale Wasserversorgung

Ort	unter 2 000	Einwohner
Calw	mit 2 000 bis 20 000	„
Aalen	„ 20 000 „ 50 000	„
Fürth	„ 50 000 „ 100 000	„
HEIDELBG.	„ über 100 000	„

Diese Karte soll einen ersten Hinweis auf Vorkommen, Art und Bewirtschaftung des Grundwassers geben. Sie kann und soll Einzeluntersuchungen für jeden besonderen Fall nicht ersetzen. Zu der Karte gehört ein Heft Erläuterungen als unentbehrlicher Bestandteil.

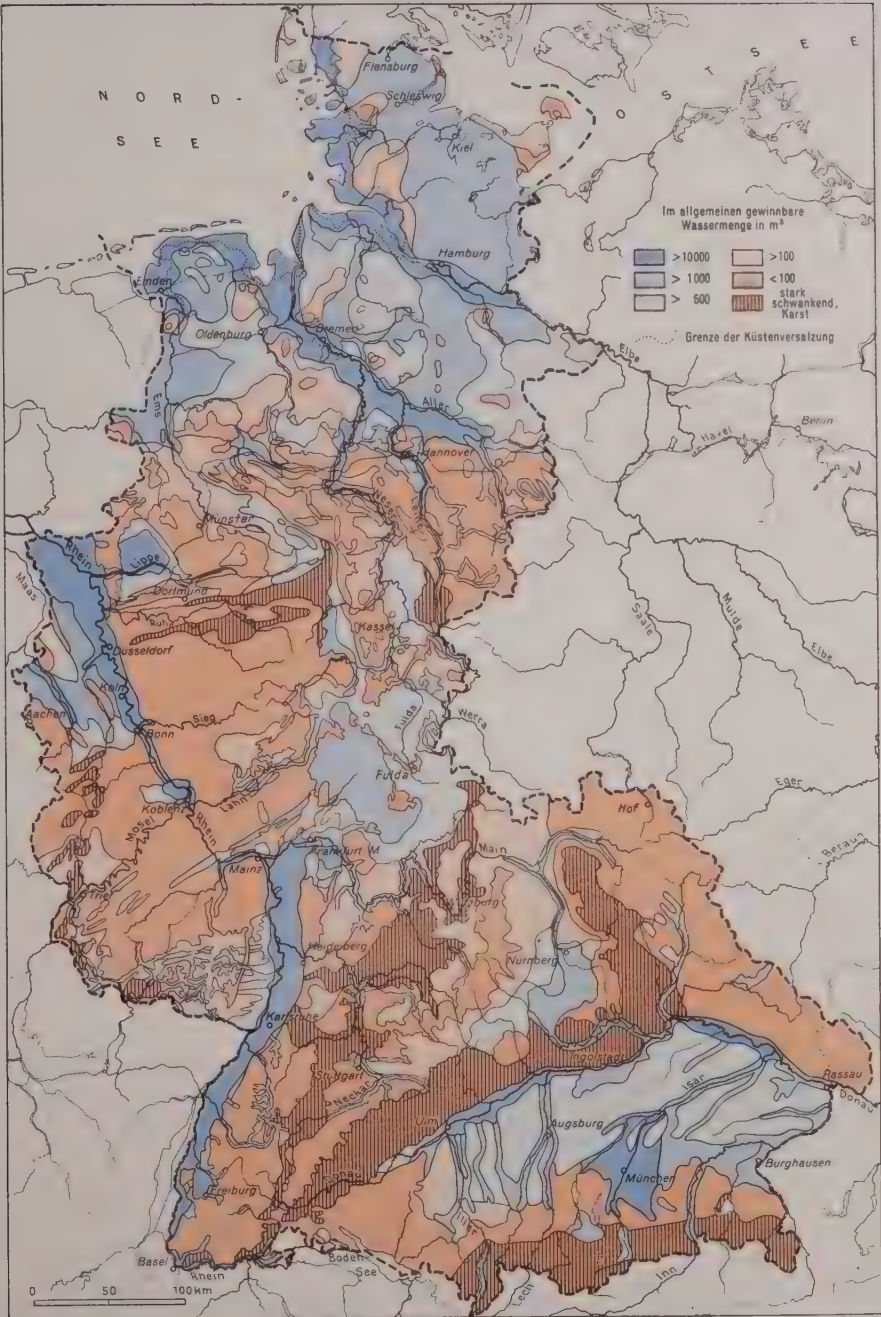


Sonderdruck mit Genehmigung des Verlages der Bundesanstalt f. Landeskunde



Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland

Entwurf Rudolf Grahmann 1954



versorgung beruht auch heute noch zu fast 90 % auf solchem gutemässig fast stets einwandfreien Wasser. Dagegen muss der Bedarf der Industrie schon jetzt zu rund 25 % aus Oberflächenwasser, meistens aus Talsperren gedeckt werden. Es lässt sich daraus ein gesamter Grundwasserbedarf von 250 l je Kopf und Tag berechnen. Das sind bei 200 Menschen je km² täglich 50.000 l auf diese Fläche entsprechend einer Spende von wenig mehr als 1 1/2 l/s km² oder einer jährlichen Wasserhöhe von 18,25 mm. R. KELLER hat auf anderem Wege einen Grundwasserbedarf von 20 mm berechnet.

Das Wasserdargebot

Die durchschnittliche jährliche Niederschlagshöhe des Bundesgebietes beträgt (1891 bis 1930) 780 mm. Der Abfluss ist im langjährigen Durchschnitt mit 310 mm berechnet worden. Danach wäre die mittlere jährliche Verdunstung mit 470 mm anzunehmen. Die gesamte Menge des jährlich gebildeten Grundwassers ist noch nicht bekannt. Die Angaben schwanken zwischen 30, 60, 65 und 80 mm Wasserhöhe. Der erstgenannte niedrigste Wert würde sich bereits bedenklich dem für den Bedarf nähern. Jedenfalls ist bereits jetzt jede Grundwasserentnahme genauestens nach der hydrologischen Seite zu durchdenken. Dem Geologen obliegt die Aufgabe, gute Grundwasserleiter und die Möglichkeiten ihrer Speisung aus Niederschlägen oder Oberflächengewässern nachzuweisen. Die vom Klima und von der Oberflächengestaltung und Bestockung, am meisten aber von der Art des Untergrundes abhängige Grösse der Grundwasserbildung schwankt im Deutschen Bundesgebiet in weiten Grenzen. Weithin ist sie gleich Null, in besonders günstigen Fällen erreicht sie rund 450 bis 700 mm Wasserhöhe oder Spenden von 15 bis 20 l/s km².

Verteilung und Nutzung der Grundwässer

Abgesehen von den verkarsteten Kalkstein- und Gipsgebieten, die grundwasserkundlich eine besondere Rolle spielen, sind es im Deutschen Bundesgebiete die weitverbreiteten Flussschotter aus den Eiszeiten des Pleistozäns, die wegen ihrer guten Durchlässigkeit als beste Grundwasserleiter anzusehen sind. Je nach ihrer Herkunft sind sie meistens kiesig, seltener sandig. Im allgemeinen bleiben ihre Mächtigkeiten unter 20 m.

Eine höchst eindrucksvolle Entwicklung erlangen sie im Vorlande der Alpen, insbesondere in der grossen Münchener Schotterebene und von hier aus ostwärts bis zur österreichischen Grenze. Die Schotter haben hier Mächtigkeiten bis um 100 m und bestehen aus groben Geröllen darunter vielen aus Kalksteinen. Die dadurch bedingte teilweise Verkarstung der Schotter vergrössert deren nutzbaren Hohlraum und fördert so Einsickerung, Wasserführung und Ergiebigkeit. Bei einer mittleren Niederschlagshöhe von 900 mm in München und einer geschätzten Verdunstung von 450 mm würde sich auf den Schotterflächen eine Grundwasserspeisung von 450 mm Höhe ergeben, die einer Spende von fast 15 l/s km² entspricht. Weiter gegen Süden würden sie sich mit dem Ansteigen der Niederschlagsmenge auf fast 25 l/s km² heben. Diese sehr hohen Werte sind die grössten in Deutschland. Sie sind mit äusserst hohen Brunnenergiebigkeiten verbunden. Werte von 100 l/s je Meter Absenkung sind keine Seltenheit.

Dieses reiche Grundwasserfeld wird hauptsächlich von der Stadt München angezapft. Ihre Wasserwerke, deren grösstes das vorbildliche Mangfallwerk ist, entnehmen insgesamt beinahe 4.000 l/s bei einem Tagesverbrauch von 381 l je Kopf (1949).

Nach Norden zu nimmt mit der kleineren Niederschlagsmenge auch die Spende ab. Sie beträgt im Donautale schätzungsweise 3 bis 5 l/s km². Höhere Werte gelten für die Donauniederung unterhalb von Ulm, wo die Grundwässer der Niederterrasse auch durch Karstwässer aus der Schwäbischen Alb unterirdisch gespeist werden. Hier fördert die Langenauer Fassung der Württembergischen Landeswasserversorgung im Mittel 1.000 l/s.

Die ebenfalls von den Alpen herabkommenden Schotterzüge Bayrisch-Schwabens erlangen nirgends die Ausdehnung jener Oberbayerns. Ihre Grundwasserführung ist daher geringer. Als niedrigste Spendenwerte hat W. WUNDT entsprechend den Mittelniedrigwasserabfluss Werten der Flüsse nur 4 l/s km² berechnet, was für die Schotterflächen allein sicher zu wenig ist, da bei rein hydrologischer Betrachtungsweise offenkundig die Geologie der Niederschlagsgebiete nicht berücksichtigt wurde. Den

Schottern des Lechtales entnehmen die Wasserwerke der Stadt Augsburg durchschnittlich 1.000 l/s.

Den westlichen Abschluss des nordalpinen Schottergebietes bilden die Schotter des Rheines. Sie sind vom Bodensee bis Basel an das Tal des Hochrheines gebunden. Ihre Grundwässer werden von den hier gelegenen Orten genützt. Die Entnahmen betragen 150 bis 200 l/s. Bei Basel tritt der Rhein in die breite tektonisch gebildete Oberrheinebene ein, die von hier bis Mainz-Frankfurt mit mächtigen quartären meistens eiszeitlichen Bildungen erfüllt ist, unter denen tertiäre Schichten lagern. Die Ablagerungen der letzten Eiszeit (Würm), die die Niederterrasse aufbauen und auch unter den jüngsten Bildungen der Talaue liegen, bestehen ausschliesslich aus gut durchlässigen Sanden und Kiesen, deren Mächtigkeit allenthalben 20 m überschreitet und wohl 50 m erreichen kann. In ihnen bewegt sich ein Grundwasserstrom vom Gebirge her auf den Rhein zu und speist diesen. Dieses Grundwasser wird nur zum Teil aus den in der Rheinebene fallenden Niederschlägen ernährt, deren mittlere Höhe weithin zwischen 600 und 700 mm liegt, örtlich, besonders im nördlichen Teile, aber sogar unter 500 mm heruntergeht. Vielmehr erhält das Grundwasser der Ebenen beachtliche Zuflüsse vom Gebirge her, sei es aus den Schotterströmen der Seitentäler, aus dem Buntsandstein des nördlichen Schwarzwaldes und des Oderwaldes oder aus dem Verwitterungsschutt der kristallinen Kerne dieser beiden Gebirge. Es ist daher noch nicht möglich, zuverlässige Spaltenwerte für die Rheinebene anzugeben; doch darf angenommen werden, dass man im Süden und wohl auch westlich des Kraichgaues mit 5 bis 6 l/s km² rechnen kann, sonst mit weniger, je nach der Niederschlags-höhe.

Natürlich werden diese reichen Grundwässer der Oberrheinebene und der grösseren aus dem Schwarzwald kommenden Nebentäler für die Wasserversorgung von Bevölkerung und Industrie stark in Anspruch genommen. Zu nennen sind zwischen Basel und dem Kaiserstuhl besonders die Unternehmen in Lörrach nördlich von Basel an der Einmündung des Wiesetales (300 l/s) die Wasserwerke von Freiburg im Breisgau aus den Schottern der Dreisam (280 l/s), die Entnahmen durch viele kleine und mittlere Wasserwerke für Orte und Industrie, insgesamt etwa 450 l/s.

Abwärts des Kaiserstuhles erwähnen wir die Wasserversorgungen von Offenburg (120 l/s), Kehl (80 l/s), Baden-Baden (150 l/s), Rastatt (100 l/s), Karlsruhe (585 l/s), Bruchsal (35 l/s), Heidelberg (250 l/s), Mannheim mit Industrie (1400 l/s), Ludwigshafen (fast 200 l/s) Weinheim mit Verbrauch der Industrie (430 l/s), Worms (bis 300 l/s), Industrie in Waghäusel (bis 400 l/s), Mainz (bis 430 l/s) Ausserdem gibt es auf dieser Rheinstrecke noch eine Reihe mittelgrosser Wasserwerke und Gruppenwasserwerke, deren gesamte Entnahmen auf 500 bis 1000 l/s zu schätzen sind.

Unzweifelhaft ist die Grundwasserentnahme in der Oberrheinebene — obwohl natürlich auch Uferfiltrat mit gefördert wird — auf weite Strecken bereits so gross, dass weitere Beanspruchungen nur auf Grund hydrologischer Beurteilung gewagt werden dürfen. Ähnliches gilt für das untere Maintal, in dem zwar eine breite Entfaltung jungpleistozäner Bildungen die Grundwasserbildung begünstigt, aber auch die Entnahmen sehr gross sind. So verbraucht allein die Stadt Frankfurt durchschnittlich mehr als 1000 l/s, die Stadt Offenbach 150 l/s.

Die quer durch Mitteldeutschland verlaufenden aus paläozoischen und mesozoischen Gesteinen aufgebauten Mittelgebirge bilden die wesentlichen Wasserscheiden des Landes, Sie trennen auch die reichen Grundwassergebiete im südlichen, gewissermassen alpinen Bereiche von denen Norddeutschlands, wo die Bildungen der nordeuropäischen Vereisungen eine Rolle spielen. Nur der Rhein durchbricht diese Gebirgsschwelle in dem landschaftlich berühmten Engtale unterhalb von Bingen-Rüdesheim. Hier kommt es naturgemäss nicht zu einer nennenswerten Entwicklung von Grundwassergebieten. Zu nennen ist nur die kesselartige tektonisch bedingte Weitung des Neuwieder Beckens zwischen Koblenz und Andernach, das durch Schotter und Niederterrasse mit ganz junger Decke von Bimssand erfüllt ist. Für Bevölkerung und Industrie werden hier rund 500 l/s insgesamt entnommen.

Nach dem bei Bonn erfolgenden Eintritt des Rheintales in die Kölner Bucht sind die Bildungen der würmeiszeitlichen Niederterrasse in grosser Breite entwickelt und machen das nördliche Rheinland zu einem der reichsten Grundwassergebiete. Sie begleiten nicht nur den Rhein beiderseits bis zur niederländischen Grenze, sondern sind auch im Tale der Erft und der Rur breit entwickelt. Niers, Niep, Nette, Mörs und andere Bäche werden gänzlich oder fast nur aus Grundwässern gespeist. Die Ergiebigkeit in der Niederterrasse schwankt in weiten Grenzen, doch sind 10 l/s

bei 1 m Senkung nicht selten. Die Neubildung wird mit durchschnittlich $120 \text{ mm} = 4 \text{ l/s km}^2$ angenommen.

Dieses grosse Grundwassergebiet wird beiderseits des Rheines durch eine grosse Anzahl von Wasserwerken angezapft. Bei Bonn sind die Grundwässer der Niederterrasse und der Rheinaue durch aufstossende vulkanische Säuerlinge so reich an CO_2 , dass eine Wasserversorgung aus ihnen schwierig ist. Weiter nordwärts finden viele grosse Entnahmen statt. Als wichtigste sind zu nennen Köln ($>1.500 \text{ l/s}$), Düsseldorf ($>1.300 \text{ l/s}$), Neusz ($>150 \text{ l/s}$), Krefeld-Uerdingen (350 l/s), München-Gladbach (200 l/s) Duisburg (2.000 l/s), Oberhausen (170 l/s).

Es erscheint nicht zweifelhaft, dass durch diese Entnahmen an mehreren Stellen das Mass der Neubildung überschritten wird, was sich in dauernd weitergehenden Senkungen der Grundwasseroberfläche auswirkt. Natürlich ist das hauptsächlich dort der Fall, wo Zuschüsse aus Flusswasser nicht möglich sind. Stehen auch solche zur Verfügung, so bestehen keine Bedenken gegen sehr hohe Entnahmen, wie sie beispielsweise Brunnen nach dem Ranney- oder dem Fehlmannverfahren ermöglichen.

Im Gebiete der Ems bildet eine dem Osning (Teutoburger Wald) westlich vorgelagerte, sanft zur Ems abfallende Sandebene von 20 bis 30 km Breite ein vorzügliches Grundwassergebiet, das unter dem Namen grosse Emsterrasse, im Südosten als Senne (= Sände), bekannt ist. Die Sande sind aus der Verwitterung des Osningsandsteines hervorgegangen, daher viel feiner als Fluszsande und gegen Norden zu schliesslich fast dicht. Die Mächtigkeit überschreitet an vielen Stellen 20 m, wobei die Körnung allgemein gegen die Tiefe gröber wird. Vom nordwestlichen Teile der Terrasse gibt es Höhenkarten der Schotterunterfläche, nach denen die Stärke der Sande festgestellt werden kann, was für Brunnenanlagen wichtig ist.

Da wegen der stauenden Wirkung des Osningzuges die mittlere Niederschlagshöhe bis auf 850 mm, im Südosten sogar auf $>1.000 \text{ mm}$ ansteigt, ist bei guten Einsickerungsmöglichkeiten und dem dadurch bedingten fast völligen Fehlen oberflächlicher Abflüsse die Grundwasserbildung sehr gross. Man kann weithin mit 300 mm rechnen, also mit fast 10 l/s km^2 . Im Südosten der oberen Senne ist aus den Abflüssen der fast nur von Grundwasser gespeisten Bäche eine Spende bis zu fast 15 l/s km^2 berechnet worden. Das sind die höchsten Werte in Norddeutschland. Wegen der feinen Sande ist das Gefälle des Grundwassers sehr gross, 1 : 100 und selbst steiler. Dieses reiche Grundwasserfeld wird von der Stadt Bielefeld, die durchschnittlich 220 l/s verbraucht, und einigen kleinen Wasserwerken angezapft.

Auch im niedersächsischen Flachlande kann mit ergiebigen Grundwasservorkommen gerechnet werden, doch stellt hier besonders das Auftreten von versalzenem Grundwasser die Wasserversorgung vor ein ernstes Problem. Die hydrologische Durchforschung ist noch nicht abgeschlossen. Daher können hier nur die Fassungen für die Stadt Hannover mit 1.100 l/s Entnahme und die Umgebung von Peine, wo 600 l/s gefördert werden, als besonders grundwasserreich herausgestellt werden.

Ausser in den vorstehend geschilderten Gebieten grösserer Ausdehnung finden sich jungpleistozäne Schotter auch in den von uns nicht erwähnten Tälern. Wo sie genügend Breitenentwicklung haben, führen sie meistens reichlich Grundwasser, die zur Wasserversorgung herangezogen werden, besonders dann, wenn es möglich ist, in trockenen Zeiten auch auf Uferfiltrat zurückgreifen zu können. Als Beispiele mögen genannt sein das Ruhrtal mit den Entnahmen für die Stadt Dortmund 2700 l/s , wovon jedoch ein erheblicher Teil, wie allgemein im westfälischen Ruhrgebiet, durch künstliche Versickerung erzeugtes Grundwasser ist, und das Maintal mit den Entnahmen für Aschaffenburg und für Würzburg mit 220 l/s .

Nächst den besprochenen pleistozänen Schottern spielen im Gebiete der Deutschen Bundesrepublik Schichtgesteine des Tertiärs, meistens als Sande seltener als Kiese eine allerdings viel kleinere Rolle. Sie treten vorwiegend im Alpenvorlande, in Hessen, in Niedersachsen und in Schleswig-Holstein in nennenswertem Umfange auf. Im Alpenverland bis zur Donau können feinkiesige Bänke im miozänen Flinz und pliozäne Quarzschotter als Grundwasserleiter angezapft werden. Im Gebiet der tief zertalten Iller-Lech-Platte geben zudem zahlreiche an der Grenze zwischen mächtigen altdiluvialen Deckenschottern und Flinzletten austretende Quellen die Grundlagen einer Versorgung mit gutem Wasser. Brunnen in den Flinzsanden und Quarzschottern liefern bei 1 m Spiegelsenkung meist weniger als 2 l/s , nur bei Dachau ergeben sich 5 bis 6 l/s . Die Härte schwankt um 15 deutsche Grade, was nur dadurch erklärt werden kann, dass die Schotter auch Dolomitgerölle enthalten. Bemerkenswert ist, dass diese Wässer häufig kräftigen Auftrieb bis über Tage haben. Besonders südlich von Ingolstadt und im Innviertel zwischen Mühldorf und Burghausen gibt

es viele artesische Brunnen, die bis zu 20 l/s Abfluss in Geländehöhe und zum Teil gegen 20 m Steighöhe zeigten, wobei die spezifische Ergiebigkeit wohl meistens unter 2 l/s blieb. Grundwässer in Tertiärvorkommen werden auch in der Rheinpfalz und in Hessen für Versorgungszwecke entnommen, am Niederrhein dagegen in weitem Umfange durch den Kohlenbergbau.

Nördlich der Elbe und in Schleswig-Holstein erlangen tertiäre Ablagerungen als Braunkohlensande grosse Mächtigkeiten und eine ausgedehnte Verbreitung. Ihre Grundwässer werden in starkem Masse von der Stadt Hamburg angezapft, die ihnen durchschnittlich 1000 l/s entnimmt. Weitere Nutzniesser sind Kiel mit 125 l/s, Flensburg (Stadt ohne private Brunnen bis 100 l/s), Schleswig mit 5 l/s, Preetz mit 8 l/s.

Die Ablagerungen des Mesozoikums sind im Gebiete der Deutschen Bundesrepublik fast allgemein als Felsengesteine entwickelt. Eine Ausnahme bilden die senonen Halterner Sande in Nordrhein-Westfalen, die mit Einschluss zwischen-geschalteter Sandkalke, Schluffe und Kiesbänke durchschnittlich 100 bis 200 m mächtig werden, eine Fläche von 900 km² bedecken und schätzungsweise 18 km³ Grundwasser enthalten. Die jährliche Neubildung wird mit 80 hm³ angenommen. Aus diesen Sanden werden für die Versorgung des rheinisch-westfälischen Industriegebietes (sogenannten Ruhrgebietes) gegenwärtig 72 hm³ = 2.300 l/s entnommen. Doch findet in grossen Umfange auch Erzeugung von künstlichem Grundwasser durch Versickerungen statt.

Sonst sind von mesozoischen Gesteinen nur die Sandsteine der Oberen Kreide und der Trias als einigermaßen gute Grundwasserleiter zu nennen, doch stehen die in ihnen gewinnbaren Wassermengen meistens weit hinter denen der oben geschilderten Lockerbildungen zurück. Dagegen gibt der schichtige Aufbau des Mesozoikums Veranlassung zu zahllosen Quellen, die in weitem Umfange für die Wasserversorgung der Ortschaften herangezogen werden. Als Beispiel seien Baden-Baden (Schüttung 30 bis 300 l/s) und Freudenstadt im nördlichen Schwarzwald (Schüttung 25 bis 160 l/s) genannt.

Noch weniger günstig als im Mesozoikum ist die Grundwasserleistung in den gefalteten und geschieferten Gesteinen des Paläozoikums der varistischen Rumpfe nebst ihren kristallinen Einschaltungen. Nur in seltenen Fällen können ihre Grundwässer zur Wasserversorgung herangezogen werden. Bemerkenswert ist besonders der lange, den Rhein überschreitende Zug des steil gestellten Taunusquarzites, dessen Spaltenwasser für viele Wasserversorgungen, in grösserem Umfange für die von Wiesbaden, durch Stollen angezapft werden. Die letztere Anlage liefert nach F. MICHELS auf 11 1/2 km Stollenlänge jährlich 4.450.000 m³ Wasser, das sind reichlich 140 l/s. Da aber im Durchschnitt fast 80 m Stollenlänge zur Gewinnung von 1 l/s gehören, sind die Fassungen ungewöhnlich kostspielig. Die Grundwasserspende wird mit rund 3 l/s km² angegeben.

Eine besondere Stellung nehmen die verkarsteten Gebiete ein. Sie betreffen die devonischen Massenkalks des Rheinischen Schiefergebirges, den Muschelkalk der Mittleren Trias und die Malmkalks der Schwäbisch-Fränkischen Alb, ferner kleine Gebiete von Zechsteinkalk oder -dolomit und von Gips oder Anhydrit am Westrande des Harzes. Die Löslichkeit dieser Gesteine hat zur Ausbildung unterirdischer Gerinne geführt, nach denen die eingesickerten Niederschläge rasch absinken und dann, wenig gefiltert und in meist kräftigen Quellen, bald wieder zutage treten. Die hygienisch häufig ungenügende Beschaffenheit solcher Karstquellen steht deren Ausnutzung für die Wasserversorgung im Wege.

Die Gesamtmenge der von öffentlichen Wasserwerken des Bundesgebietes geförderten, fast ausschliesslich aus natürlichen Grundwasser stammenden Wassermengen wird gegenwärtig mit 3 km³ angegeben, was einer Wasserhöhe von 12 mm entspricht. Das erscheint gewiss nicht zuviel im Verhältnis zu den tatsächlich laufend sich bildenden Grundwassermengen, die wir aus dem Niedrigwasserabfluss der Flüsse errechnen können. Aber der Wasserversorgung können nur Gebiete mit grossen Grundwassermengen auf kleinem Raume dienen, da andererseits die Fassungsanlagen wirtschaftlich nicht tragbar sind.

Aus diesem Grunde ist im Rahmen wasserwirtschaftlicher Generalplanungen eine sinnvolle Bewirtschaftung der Grundwässer nötig. Sie kann aber nur nach einer Aufnahme der Grundwasservorkommen durchgeführt werden, die ausserdem Wesen wie Umfang des laufenden Grundwasserumsatzes erforscht. Im Gebiete der deutschen Bundesrepublik wurde zu diesem Zwecke im Sommer 1948 ein Hydrogeologischer Arbeitskreis gegründet.

Die kartographische Darstellung

Der Hydrogeologische Arbeitskreis sieht die kartenmässige Darstellung der verfügbaren Grundwassermengen als eine seiner wichtigsten Aufgaben an. Der Wunsch nach solchen Karten ist allgemein und besteht seit langem. Er ist jedoch nur schwierig zu erfüllen. Der Forschungsstand ist nicht überall gleich hoch, und die Art der Kartenausführung ist in einer alle Teile befriedigenden Weise kaum zu lösen. Natürlich wird jede solche Darstellung sehr wesentlich vom geologischen Aufbau eines Gebietes abhängig sein. Aber das Grundwasser ist nur ein zeitweiliger Gast im Boden, und die Flüchtigkeit seiner Erscheinung sollte natürlich auch auf solch einer Karte zum Ausdruck kommen. Das könnte zuverlässig jedoch nur in einem verhältnismässig grossen Masstab gegeben werden. Solch eine Karte zu entwerfen, würde viele Jahre beanspruchen. Dem gegenüber steht der grosse Wasserbedarf der Gegenwart. Um rasch einen ersten brauchbaren Überblick der Grundwasserverhältnisse zur Hand zu geben, wurde die bevorzugte Bearbeitung einer Übersichtskarte 1 : 500.000 auf Grund des heutigen Wissenstandes in Angriff genommen.

Bei dem gegenwärtigen sehr verschiedenen Stand der hydrogeologischen Durchforschung Deutschlands wird eine solche Übersichtskarte von örtlich unterschiedlichem Werte sein. Gut bekannten Gegenden stehen andere gegenüber, in denen die Kenntnis des Untergrundes und damit auch die der Grundwasserleiter nur mangelhaft ist, wie etwa in weiten Teilen des ehemaligen Preussens. Aber solch eine verschiedene Wertigkeit haftet schliesslich den meisten Übersichtskarten an. Wollte man warten, bis eine lediglich auf der Verkleinerung grossmassstäblicher Karten beruhende Übersichtskarte gegeben werden kann, so würde diese für den praktischen Gebrauch zu spät kommen und nur noch theoretischen Wert haben. Aus dieser Erwägung heraus musste die Erstellung einer brauchbaren Übersichtskarte schon jetzt gewagt werden. Sie darf natürlich nur in Gemeinschaft mit einem Erläuterungsheft benutzt werden, für das auch alle die reichen Erfahrungen von Bau- und Bohrfirmen, von Ingenieuren, Chemikern, Hygienikern, sowie aus dem Betriebe von Wasserwerken herangezogen werden sollen. In der Nutzbarmachung solcher heute noch vielfach zu einem Akten- und Schubladendasein verurteilten Wissensschätze liegt eine der Aufgaben unserer Kartenbearbeitung. Sie wird auch offenbaren, wo Lücken in unseren Kenntnissen sind und damit dem Benutzer der Karte einen Anhalt für deren Genauigkeitswert vermitteln.

Die Übersichtskarte, von der hier ein Ausschnitt als Muster beigegeben wird, soll enthalten :

- 1) Eine gesamte Speicherstättenkunde des Grundwassers, also Lage, Art, Güte und Ergiebigkeit der Grundwasservorkommen in ihrer Abhängigkeit vom Gestein, d.h. von ihrem Leiter und etwa vorhandenen Deckschichten,
- 2) Angaben über die laufende natürliche Neubildung des Grundwassers, über die ja allein dauernd verfügt werden kann,
- 3) Angaben über die bisherige und künftig noch mögliche Grundwassernutzung.

Dabei ist die Darstellung des Hydrologischen unter 2) am schwierigsten. Natürlich wäre es am günstigsten, das Mass der Grundwasserneubildung entweder als Wasserhöhe in Millimeter oder als Spende in Sekundenliter je Quadratkilometer für jede in Frage kommende Gesteinsart zum Ausdruck zu bringen. Aber dieses erstrebenswerte Ziel kann gegenwärtig wohl für einzelne geologisch einfach gebaute Gebiete erreicht werden, für das gesamte Bundesgebiet jedoch steht es noch in weiter Ferne. Auf Grund von Niedrigwasserabfluss-Werten ohne Berücksichtigung der Geologie entworfene Spendenkarte sind für Zwecke der Grundwassererschliessung aus Brunnen nur bedingt brauchbar. Auch ein zweiter Weg, die Wasserführung von Grundgewässern als Menge in der Zeiteinheit anzugeben, kann nur hier und da begangen werden. Verhältnismässig die meisten Angaben können über die Durchlässigkeit der Gesteine gemacht werden, die sich in der Ergiebigkeit von Brunnen ausdrückt, etwa als spezifische Ergiebigkeit im Sinne von A. THIEM. Doch genügen die erreichbaren Werte ebenfalls nicht für eine einheitliche Darstellung grosser Gebiete. Man muss sich daher vorerst damit begnügen, auf Grund der bisherigen Erfahrungen und allgemeiner hydrogeologischer Erwägungen die Art der Grundwasserführung des Untergrundes und die auf ihr beruhenden Möglichkeiten der Wasserversorgung zum Ausdruck zu bringen, was mit einem bergmännischen Worte als Höffigkeit bezeichnet wird. Zum Zwecke der Grundwassererschliessung wird gleichzeitig auch die Gesteinsart des Grundwasserleiters angegeben, und für die Beurteilung der Grundwasserneubildung werden undurchlässige Deckschichten auf durchlässigem Untergrund ausgeschieden.

Die Karte stellt das, was dem Wasserwirtschaftler am wichtigsten ist, nämlich die Grundwasserhöffigkeit, durch farbige Fläche dar; und zwar werden unterschieden:

Grundwassermengen		Täglich gewinnbare Wassermenge in m ³	Darstellung
I	sehr grosse	> 10.000	dunkelblau
II	grosse	> 1.000	mittelblau
III	mässige	> 500	hellblau
IV	geringe	> 100	hellrot
V	sehr geringe	> 100	mittelrot
VI	zeitweise oder dauernd keine	> 20	
		(nur für Hausversorgung)	dunkelrot
VII	wechselnd	0 bis 1 000	violett

Die Gesteinsart des Grundwasserleiters und etwaige, die Neubildung verhindernde undurchlässige Deckschichten werden als dunkelgrauer Unterdruck gegeben. In gleicher Weise kommen Signaturen für solche gütemässigen Eigenschaften des Grundwassers zur Darstellung, die seine Verwertung als Trinkwasser auch nach Aufbereitung unmöglich machen, also etwa Versalzungen, hohe Gipshärten, Säuerlinge, Thermen usw.

Da die Karte das Mass der Grundwasserneubildung nicht geben kann, muss jeweils versucht werden, diese aus den geologischen und meteorologischen Gegebenheiten angenähert zu berechnen. Dafür stehen langjährige Niederschlagsmessungen seitens des Deutschen Wetterdienstes in ausreichender Genauigkeit zur Verfügung. Aus Gesteinsart, Höffigkeit und Niederschlagshöhen wird sich eine erste Bewertung der Grundwasserverhältnisse eines Gebietes erschliessen lassen.

Doch genügt die Kenntnis der Höffigkeit und der Neubildung allein nicht für die praktische Anwendung der Karte, wenn die bisherige Nutzung des Grundwassers nicht berücksichtigt wird. Deshalb werden auf den Karten auch die schon laufenden Entnahmen dargestellt, soweit sie im Einzelfall 1.000 m³ je Tag überschreiten. Ferner werden ausgedehnte Störungen durch Bergbau und Grossfassungen, bestehende Talsperren mit Angabe des grössten Stauzieles, Heil- und Mineralquellen mit Schutzgebieten, wichtige Wasserbohrungen, kurz alle für die Wasserversorgung wichtigen oder sie beeinträchtigenden Daten, dazu auch alle noch ungenutzten Quellen mit mehr als 10 l/s Mindestschüttung gegeben.

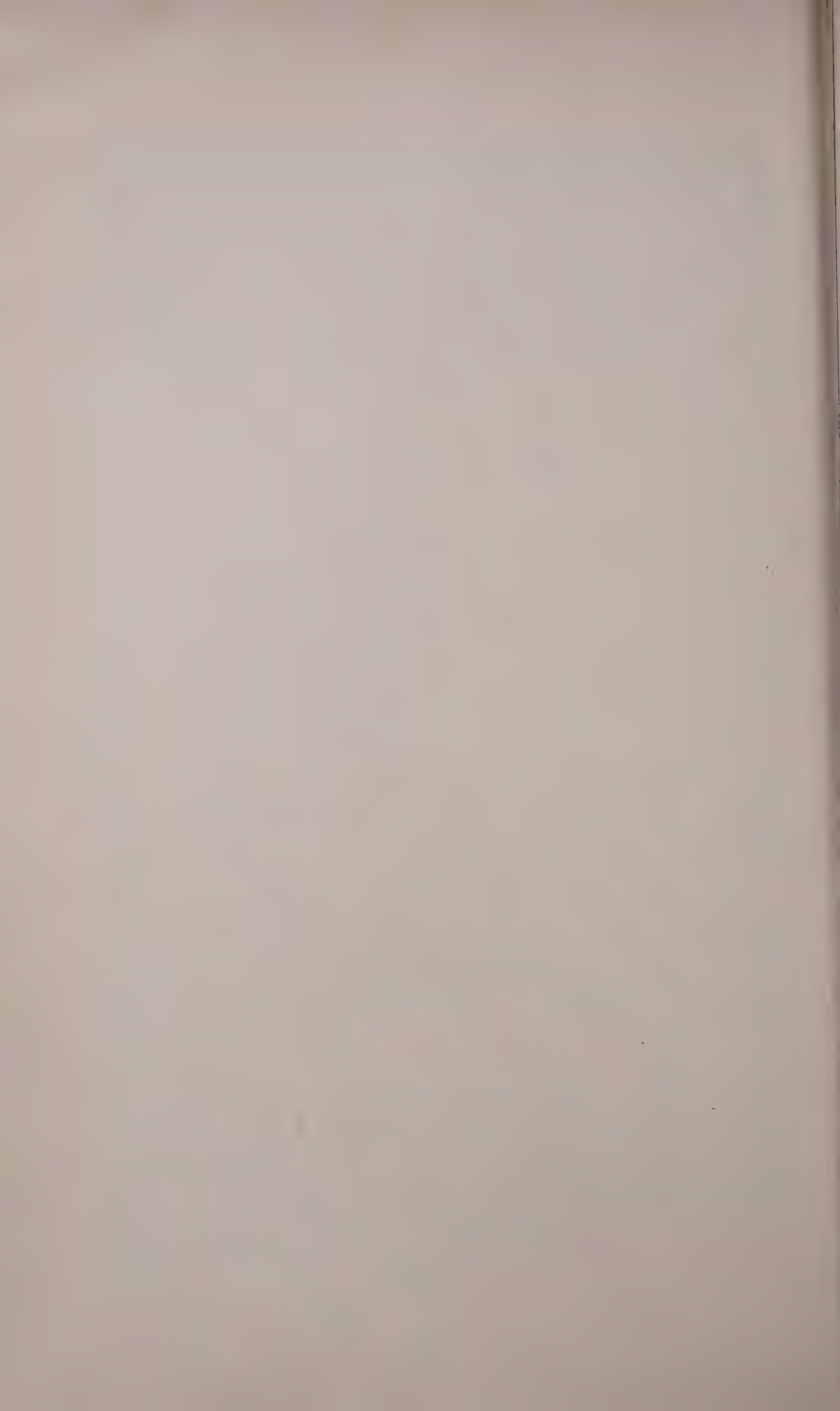
Das zu der Karte gehörende Erläuterungsheft bringt in Kürze alles, was für die Beurteilung der Grundwasservorkommen, des Grundwasserumsatzes und seiner Bewirtschaftung jetzt und in Zukunft wichtig ist, also einen Abriss des geologischen Aufbaues mit besonderer Betonung der Grundwasserstockwerke, Schichtfolgen kennzeichnender Bohrungen, Ergebnisse von Pumpversuchen und Erfahrungen im Betriebe von Wasserwerken, dazu klimatische und hydrologische Angaben mit einer Karte der Jahres- und Winterniederschläge bearbeitet von der Bundesanstalt für Landeskunde in Remagen (Rheinland).

Die Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500.000 wird für das Deutsche Bundesgebiet 14 Blätter umfassen. Bis zum Sommer 1954 sind davon acht erschienen. Das Werk soll in Kürze abgeschlossen sein. Es wird vor allem einen ersten Überblick der für Zwecke der Reinwasserversorgung zur Verfügung stehenden Grundwassermengen geben und daher besonders für Planungszwecke Verwendung finden. Die Karte soll und kann dagegen für den einzelnen Fall gründliche hydrogeologische Voruntersuchungen nicht ersetzen.

Zusammenfassung

Im Gebiete der Deutschen Bundesrepublik wird der Reinwasserbedarf zu 90 % aus Grundwasser gedeckt. Er entspricht einer Grundwasserspense von 0,6 l/s km² oder einer Wasserhöhe von knapp 20 mm. Bei einer mittleren Niederschlagshöhe im Gebiete der Republik von 780 mm schwanken die Annahmen für die jährlich gebildete Grundwassermenge zwischen 30 und 80 mm. Die besten Grundwasserleiter sind die Flusschotter. Im Alpenvorlande liefern sie bei hohen Niederschlägen im Mittel 15 bis 20 l/s km², wovon die Stadt München beinahe 4.000 l/s, die Stadt Augsburg 1.000 l/s entnimmt. Die breite mit mächtigen Schottern erfüllte Oberrheinebene liefert für sehr viele Städte und Industrien Grundwasser, insgesamt mindestens

7.000 l/s, dazu das untere Maintal 2.000 bis 3.000 l/s. In Norddeutschland ist das Gebiet des Niederrheines am reichsten an Grundwässern. Allein die Wasserwerke der Grossstädte entnehmen hier 6.000 l/s. Günstig ist auch das Gebiet der oberen Ems mit Spenden bis zu 15 l/s km². Im niedersächsischen Flachlande sind die Fassungen für die Stadt Hannover mit 1.100 l/s und bei Peine mit 600 l/s bemerkenswert. Aus Sanden und Kiesen des Testiärs werden Grundwässer besonders im östlichen Oberbayern und nördlich der Elbe angezapft, hier hauptsächlich von Hamburg, Kiel und Schleswig, insgesamt etwa 1500 l/s. Den senonen Sanden von Haltern in Westfalen werden > 2.000 l/s entnommen. Die übrigen mesozoischen Gesteine liefern Schichtquellen; Karstgebiete sind im Mesozoikum weit verbreitet. Desgleichen auch in den devonischen Massenkalken. Sonst liefert das Paläozoikum reichliche Grundwässer nur aus spröden Gesteinen, z.B. aus dem Taunusquarzit für Wiesbaden 140 l/s. Die Grundwasserverhältnisse werden in einer hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 4.000.000 dargestellt. Ausserdem werden Muster der Hydrogeologischen Übersichtskarte der Deutschen Bundesrepublik im Maszstabe 1 : 500.000 gegeben, von deren 14 Blättern bisher acht erschienen sind.



LES RESSOURCES DES EAUX SOUTERRAINES DE L'A. O. F.

par

J. P. KRYN

Ingénieur Principal des T.P.O.M.
Adjoint au Chef du Service de l'Hydraulique

Résumé

Le rapport ci-dessous, consacré aux grandes nappes aquifères de l'A. O. F. ne vise pas à entrer dans le détail de chacune d'elles, mais à exposer sommairement l'ensemble des connaissances qui ont été acquises à leur sujet :

- leur extension
- l'âge des terrains aquifères
- les possibilités d'exploitation
- les principaux problèmes qu'elles posent.

Après une brève description de la géologie de l'A. O. F. et quelques indications générales sur les relations entre les cours d'eau et les nappes souterraines, le rapport consacre quelques pages à chacun des bassins sédimentaires :

- Le bassin quaternaire de Mauritanie, où la nappe est limitée par une invasion saline importante;
- Le bassin du Sénégal, avec sa puissante nappe Maestrichtienne, et une nappe phréatique sans écoulement;
- Le bassin de Côte d'Ivoire;
- Le bassin du Togo-Dahomey, où un sondage récent a confirmé la présence d'une nappe profonde;
- Le vaste bassin du Niger qui contient plusieurs nappes de grande étendue.

Quelques lignes sont enfin consacrées à des problèmes de corrosion par des eaux acides.

* * *

Les climats soudanien et sahélien, avec leur pluviométrie faible, et même les climats tropicaux pluvieux, en raison de leur saison sèche très marquée, imposent à l'homme pour la satisfaction de ses besoins, le recours aux eaux souterraines.

L'A. O. F. qui s'étend sur 4.500.000 Km² entre le 4^e et le 27^e degrés de latitude Nord est sur toute son étendue, soumise à cet impératif. Les cours d'eau permanents y sont rares, car leur alimentation est, dans sa quasi totalité, pluviale.

Ce n'est que depuis quelques années qu'un service spécialisé de la Direction Générale des Travaux Publics de l'A. O. F. a été chargé de prospecter les eaux souterraines et de promouvoir leur utilisation. Le nombre constamment croissant des problèmes pratiques à résoudre d'urgence, l'importance des travaux de plus en plus nombreux dont il a à s'occuper, ne lui ont laissé jusqu'à présent que peu de temps et peu d'argent — à consacrer à la recherche pure.

Cependant tous les travaux ont été mis à profit pour accumuler les renseignements susceptibles de servir à la recherche :

- inventaire des points d'eau,
- carottage électrique des forages.

En outre des sondages mécaniques de prospection et une longue campagne de géophysique ont été entrepris, qui ont fait progresser autant la connaissance de la géologie profonde que la connaissance des nappes aquifères utilisables; nous sommes en mesure de faire une revue assez complète des ressources en eaux souterraines de l'A. O. F.

Après avoir exposé brièvement les conditions naturelles auxquelles est soumise l'A. O. F., nous consacrerons une courte étude à chacune des principales nappes aquifères utilisées.

Esquisse Géologique

1 — Le caractère fondamental de la géologie de l'Afrique Occidentale est l'extension considérable des formations précambriennes. Elles affleurent sur plus du tiers de la superficie de l'A. O. F. et sont presque partout présentes à une profondeur relativement faible. Elles constituent en outre la quasi totalité des régions montagneuses.

Sur le socle s'est déposée la série primaire marine (Cambrien, silurien, Devonien) essentiellement schisteuse et gréseuse, qui a peut-être recouvert la totalité du précambrien, mais a été complètement érodée là où le socle a été exhaussé par les mouvements hercyniens : HOGGAR et ses annexes, massif de Côte d'Ivoire et de Haute-Volta. Il ne reste plus qu'un bassin primaire légèrement plissé, dont les bords dominent les plateaux précambriens périphériques.

2 — Du Permien à l'Albien, les seuls sédiments connus sont continentaux. Ils constituent le « Continental Intercalaire » de KILIAN qui s'étend dans tout le vaste bassin du Niger.

Au Cénomanién la mer recouvre en grande partie le Continental Intercalaire, et y subsiste jusqu'au Lutétien. Série marine, parfois lagunaire, tantôt marneuse, tantôt gréseuse, que l'on retrouve très fréquemment en discordance sur le précambrien.

Cette série constitue l'essentiel du bassin sédimentaire du Sénégal.

A partir de l'éocène supérieur, toutes les formations sont continentales ; le continental terminal ou tertiaire continental a une extension considérable et masque presque toutes les formations marines antérieures.

Enfin au quaternaire on note en Mauritanie un Golfe marin dont les sédiments ont été soulevés récemment et qui présente un grand intérêt hydrologique. Ce golfe, mis à part, le quaternaire ne présente que des formations alluviales, souvent importantes, et éoliennes.

Les formations sédimentaires d'A. O. F. n'ont pas été affectées par les mouvements orogéniques Alpains et Pyrénéens.

Le secondaire et le Tertiaire ont été souvent faillés, ils sont très rarement plissés.

3 — Pour l'hydrogéologue les terrains précambriens et les terrains primaires n'ont pratiquement pas d'intérêt. Seules les zones d'altération superficielle et les zones diaclasées, sont susceptibles de contenir de l'eau. Il s'agit toujours de nappes d'étendue et de puissance limitée — bien que leur intérêt local puisse être grand, à défaut d'autres nappes.

Les sédiments continentaux sont le plus souvent sablo-gréseux avec intercalation discontinues de marnes sableuses et de grès calcaires. Ils sont toujours aquifères et les nappes, malgré une perméabilité hétérogène et non isotrope, sont puissantes et continues.

Les sédiments marins crétacés, éocènes et quaternaires comprennent de grandes séries marneuses ou argileuses (marnes de Dakar, argiles de la Lama) ou de grandes séries gréso-sableuses (Maestrichtien du Sénégal, grès quaternaire de Mauritanie); celles-ci représentent des ensembles aquifères étendus et puissants, mais souvent envahis par la mer au voisinage des côtes.

4 — Un fait essentiel à retenir est qu'il n'y a pas de terrains aquifères importants dans les régions de montagne. Ceci a son importance dans le régime des cours d'eau.

* * *

Climat et hydrologie superficielle

1 — La hauteur annuelle des précipitations est très variée : de 0 mm au cœur du SAHARA à plus de 4 mètres à CONAKRY. L'isohyète 500 mm. suit sensiblement le 16^e parallèle et l'isohyète 1.000 mm. sensiblement le 12^e parallèle.

La principale caractéristique de la pluviométrie est son caractère saisonnier extrêmement marqué : la saison des pluies dure de 4 à 8 mois suivant le climat (soudanien ou tropical) le mois d'août se plaçant au milieu.

Les intensités sont très fortes et le nombre de jours de pluie relativement faible.

Nous avons vu plus haut que les régions de relief élevé, formées essentiellement de roches précambriennes compactes n'ont aucune capacité de rétention de l'eau.

Il en résulte que toute la pluie qui n'a pas été évaporée ruisselle immédiatement. D'où les crues très brusques des fleuves en saison de pluies et un débit quasi nul en saison sèche.

Les cours d'eau d'A. O. F. n'ont pas de sources, ou tout au moins ces sources ne leur donnent qu'un débit faible et saisonnier.

2 — Aucune mesure systématique d'évaporation n'a été faite, mais on estime, d'après des renseignements épars, que l'évaporation d'une nappe d'eau libre est en moyenne de 8 mm. par jour en climat sec.

3 — Le cycle de l'eau est assez différent de celui des régions tempérées, tant à cause de l'intensité des averses, que par suite du manque assez général de couverture végétale.

La pluie qui atteint le sol ruisselle immédiatement, avant d'avoir eu le temps de s'infiltrer notablement. Tout ce qui n'est pas immédiatement évaporé s'écoule dans les cours d'eau ou se rassemble en mares. L'infiltration n'est notable que lorsque l'eau présente une certaine épaisseur au-dessus du sol — et à condition que ce sol soit perméable. L'eau infiltrée ne retourne pas aux cours d'eau : elle s'infiltré jusqu'à la mer ou s'évapore dans des bassins fermés.

En Afrique Occidentale les fleuves alimentent les nappes aquifères beaucoup plus que les nappes n'alimentent les fleuves. Nous en montrerons des exemples plus loin, mais on peut déjà signaler que les eaux des fleuves, même à l'étiage, sont beaucoup moins minéralisées que les eaux des nappes souterraines.

* * *

I. — Le Bassin Quaternaire de la Mauritanie Occidentale

1 — Entre la côte Atlantique et le socle Précambrien, il s'étend de la frontière du Rio de Oro jusqu'aux abords de la vallée du Sénégal, soit sur 500 kilomètres de long. Sa largeur varie de 70 à 250 kilomètres.

Les seules séries datées sont du quaternaire, elles reposent en discordance sur le précambrien. Dans certains sondages on a retrouvé à leur base des marnes non datées.

La série quaternaire comprend de bas en haut :

— les grès bigarrés dits du Tirersioum, qui présentent à leur sommet un faciès d'altération « en raisins secs ».

— un calco-gréseux marin

— un calco-gréseux continental

— enfin des plages soulevées à Arca Sénilis, alternant avec des dépôts de gypse.

Seuls les grès du Tirersioum sont aquifères. Ils n'affleurent que dans le nord.

2 — Le socle présente une pendage de l'ordre de deux pour mille vers l'Ouest, depuis les affleurements précambriens. A mi-chemin de la côte il s'enfonce brusquement de plusieurs milliers de mètres. Les formations profondes sont salées. Les formations de surface sont salées et même sursalées au voisinage de la mer, et parfois jusqu'à 100 kilomètres des côtes.

La nappe des grès n'est alimenté que par les eaux de pluies qui ruissellent sur le socle et s'infiltrent à la limite des affleurements. Ces eaux continuent de ruisseler en profondeur jusqu'à ce qu'elles rencontrent la nappe.

Diverses campagnes de sondages électriques combinées avec l'exécution de puits ont déterminé les limites de la nappe douce (terrains à 10-30 ohms) : à l'Est limite des terrains secs (100 ohms et plus) — à l'Ouest limite des terrains salés (2 ou 3 ohms et même moins).

La nappe est utilisée par les puits qui jalonnent les pistes, et très sérieusement étudiée en vue de l'alimentation des mines de cuivre d'AKJOUJT.

Aux sondages de BENNICHAÏ les terrains aquifères sont rencontrés de 64 à 75 mètres. La remontée de l'eau est de 6 mètres. Le niveau statique semble très voisin du niveau de la mer. Cela sera confirmé prochainement par un nivellement.

II. — Le Bassin Sédimentaire du Sénégal

1 — Le bassin sédimentaire du Sénégal prolonge au Sud le bassin de la Mauritanie Occidentale et s'étend jusqu'en Guinée Portugaise. La limite de ces deux bassins,

masquée par les alluvions du Fleuve Sénégal ou des recouvrements dunaires, n'a pas été localisée exactement.

Sa plus grande largeur Est-Ouest est de 550 km. environ, de Dakar à Bakel.

Il présente avec la Mauritanie Occidentale deux analogies remarquables.

— le socle s'enfonce vers l'Ouest d'abord lentement, puis très brusquement au voisinage de la mer.

— les formations de surface sont discordantes sur le socle précambrien.

Mais ici les sédiments sont secondaires et tertiaires, le quaternaire n'étant représenté pratiquement que par des dunes le long de la côte, et les alluvions dans la vallée du Sénégal.

La tectonique est très régulière, seule la région de Dakar a été bouleversée par des phénomènes volcaniques dont nous parlerons plus loin.

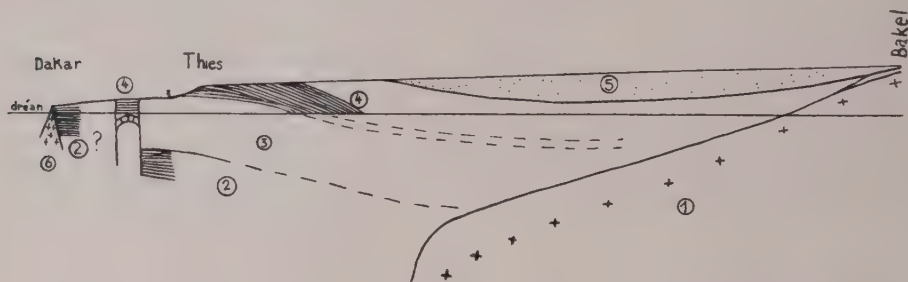


Fig. 1

Coupe schématique du Bassin du Sénégal

- 1 Socle précambrien
- 2 Marnes de Dakar (infra-maestrichtiennes)
- 3 Maestrichtien
- 4 Eocène Marin (Niveau de base paléocène)
- 5 Tertiaire continental
- 6 Basaltes intrusifs quaternaires

2 — La principale nappe aquifère est contenue dans les grès et sables Maestrichtiens. Le Maestrichtien n'est affleurant qu'à l'Ouest de Thiès, mais s'étend dans tout le bassin, jusqu'à Aleg en Mauritanie. Son épaisseur est inconnue mais supérieure à 300 mètres dans l'Ouest. La nappe a un niveau statique très régulier et voisin de — 5 mètres au-dessus de la mer. Quarante forages d'Hydraulique Pastorale l'exploitent et aucune variation de niveau, même saisonnière n'y a été relevée.

Les forages exécutés, profonds de 250 à 400 mètres parfois 600 m., sont crépinés et développés au gravier sur 10 ou 20 mètres. Leurs débits sont compris entre 60 et 120 mètres cubes heure pour des rabattements de l'ordre de 10 mètres. Ils sont exploités en général à 50 m³/heure.

La nappe Maestrichtienne est alimentée principalement par le ruissellement sur le socle précambrien et peut-être par les crues du Sénégal dans la région de MATAM. La teneur en sels croît régulièrement d'Est en Ouest, depuis 200 milligrammes par litre à YONOFERKE, jusqu'à 1 gramme à KAOLACK, deux grammes à BAMBEY. Puis brusquement à THIES, M'BOUR, TIVAOUANE, POUT, c'est-à-dire à 80 km. autour de Dakar, l'eau est de nouveau douce (300 à 400 milligrammes/litre), ce qui indique une alimentation locale.

Ce fait est confirmé par la présence d'affleurement Maestrichtiens entre THIES et SEBIKOTANE (affleurements qui ont été longtemps pris pour des formations tertiaires). A POUT et aux environs des sondages récents ont montré dans le Maestrichtien la présence de trois nappes superposées, dont les niveaux statiques sont d'autant plus bas que la formation est plus profonde : + 20 pour les formations de surface, + 10 pour les formations situées vers 150 m. + 5 pour les formations situées à 250-300 mètres. Ceci confirme encore l'alimentation locale.

3 — Les terrains éocènes qui recouvrent le Maestrichtien ne sont pas aquifères sur toute leur étendue, et les nappes phréatiques sont généralement de faible importance. On doit cependant noter, entre la vallée du Sénégal et le fleuve (fossile) du

Ferlo une nappe phréatique continue, alimentée par infiltration des cours d'eau sur tout son périmètre, et dont les courbes de niveau sont fermées. Au centre de ce bassin le niveau statique est à 80 mètres du sol, soit 40 mètres sous le niveau de la mer.

Ce n'est pas le seul exemple, en Afrique, de nappe qui n'a ni issue vers la mer ni bassin évaporatoire apparent. Faut-il l'attribuer à une subsidence actuelle ? ou au fait que la nappe ne serait alimentée que depuis peu de temps ? Il n'est pas possible de répondre, pour le moment.

Des études récentes effectuées en Grande-Bretagne ont mis en évidence l'existence d'une évaporation « capillaire » à des profondeurs de 40 m. ou 50 mètres dans les terrains à granulométrie très fine. Dans le cas qui nous intéresse — terrains assez grossiers — il ne semble pas que l'évaporation à 80 mètres de profondeur soit assez importante pour maintenir des gradients hydrauliques aussi forts (de 5 à 10 centimètres par kilomètre). Nous serions plutôt tentés d'admettre que le terrain est en cours de remplissage et que l'équilibre hydraulique n'est pas encore atteint.

4 — Dans les environs de DAKAR les sédiments secondaires et tertiaires ont été considérablement bousculés par le volcanisme. Une série de failles séparent la presqu'île du CAP-VERT (marnes de DAKAR inframaestrichtien) et le bassin sédimentaire du Sénégal tel que nous l'avons défini plus haut.

Le Maestrichtien qui affleure à 50 kilomètres de DAKAR, disparaît à l'Ouest sous un lambeau de calcaire Paléocène (extrêmement fissuré) recouvert lui-même par des marnes Yprésiennes. Ce calcaire, gorgé d'eau, constitue vis à vis du Maestrichtien sous-jacent une immense crépine que l'on envisage de mettre à contribution pour l'alimentation en eau de DAKAR : un pompage à 400 m³/heure ne provoque que 4 mètres d'abaissement.

Toute cette région a été étudiée récemment en détail par la géophysique et par sondages mécaniques et sa topographie commence à être bien connue.

III. — Le Bassin sédimentaire de Basse Côte d'Ivoire

Ce bassin est très petit : long de 400 km. environ, sa largeur maximum est de 40 kilomètres. Les terrains de surface sont constitués presque uniquement par du tertiaire continental.

Il existe des séries plus anciennes (crétacé supérieur à Yprésien) dont des affleurements ont été découverts. Mais aucune étude systématique n'a encore été faite. Le recours à la nappe de calcaires découverte à LOKODJO n'est d'aucune utilité pratique pour le moment, les nappes du tertiaire continental et des sables dunaires étant largement suffisantes pour les besoins.

IV. — Le Bassin sédimentaire du Togo-Dahomey

1 — Ce bassin sédimentaire a, en A. O. F., la forme d'un triangle dont la pointe serait à la frontière de la GOLD COAST et du TOGO. Sa largeur à la frontière de la NIGERIA est le 130 kilomètres.

La limite des affleurements du socle est orientée sensiblement SW-NE. Le socle s'enfonce d'abord progressivement puis brusquement. Le remplissage sédimentaire comprend de bas en haut :

- une série sableuse continentale formant les plateaux dits « du Nord », d'âge probablement crétacé supérieur.

- une série argileuse marine, avec intercalation de sables et de calcaires, formant la dépression de la LAMA et du HOLLIS, d'âge éocène.

- une série sableuse continentale oligocène (plateaux du Sud) de 150 à 200 mètres d'épaisseur.

- enfin un recouvrement quaternaire alluvial et éolien.

2 — Les sables des plateaux du nord sont alimentés par les pluies et surtout par le ruissellement sur le socle. La nappe s'enfonce sous la série de la LAMA. Son extension vers le Sud n'est pas connue exactement, mais elle a été retrouvée récemment à ISSABA, où un sondage a touché le socle à 267 mètres de profondeur. Le sondage, crépiné en 3'' 1/2 de 198 à 229 m., et sans développement donne un débit de 18 m³/heure pour un abaissement de 0 m, 70, dont la moitié est due aux pertes de charge dans le tubage. Le niveau statique est à 5,80 mètres du sol.

L'importance de cette nappe permettra la mise en valeur de la LAMA et du HOLLIS, jusqu'à présent inhabités faute d'eau.

3 — Les sables des plateaux du Sud sont exploités pour l'alimentation en eau de COTONOU, au moyen de deux forages qui ont été livrés à des débits de 200 m³/heure. L'alimentation de cette nappe n'a pas encore été étudiée, mais sa très faible minéralisation semble indiquer qu'elle peut être alimentée directement par les pluies.

V. — Le Bassin sédimentaire du Niger

1 — C'est le plus vaste bassin sédimentaire de l'Afrique Occidentale, il est d'origine principalement continentale.

Il s'étend en arc de cercle autour du massif précambrien du HOGGAR (nous comprenons dans ce terme les annexes du HOGGAR proprement dit : ADRAR DES IFORAS et Aïr), jusqu'à la chaîne précambrienne de Mauritanie — Soudan — Haute Volta qui l'isole (et l'a probablement toujours isolé) des bassins côtiers-atlantiques.

Très large à l'Ouest de l'Adrar des Iforas il s'étend jusqu'au synclinal de Taoudéni. De même au Sud du Massif de l'Aïr il s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres du Nord au Sud. Au contraire, entre l'Adrar des Iforas et le Gourma de la boucle du Niger, il se réduit à un détroit de 120 kilomètres.

Du point de vue de l'Hydrologie les deux régions les mieux connues sont le « détroit » (entendu au sens large, soit entre les méridiens 0 et 2° Est et la région de TAHOUA, TANOUT AGADES (entre les méridiens 5° et 9° Est.) Nous les décrirons successivement, puis nous dirons quelques mots de la région située au Nord du Delta du Niger.

2 — Des sondages électriques effectués en 1952 entre l'Adrar des Iforas et le Gourma ont montré l'existence dans le socle d'une fosse de plusieurs centaines de mètres de profondeur, limitée par des failles extrêmement nettes.

A ANSONGO par exemple deux S. E. exécutés à quelques centaines de mètres de distance montrent le socle l'un à moins de cent mètres, l'autre à plus de mille mètres. Une carte topographique approximative du socle a été dressée (elle montre la présence d'un col) ainsi que la carte du toit Continental Intercalaire.

Le remplissage de la fosse est constitué par du Continental intercalaire, qui affleure autour de l'Adrar, en discordance sur le précambrien. Une série marine (Cénomanién à Eocène inférieur) le surmonte et le sépare du Continental Terminal. Cette série marine principalement calcaire (à faciès variable et indiquant une sédimentation généralement peu profonde) est absolument dépourvue d'eau. Ni le Continental Intercalaire, ni la série marine ne sont affleurants au contact du Précambrien du Gourma.

Il existe donc deux nappes aquifères utilisables, dans les deux séries continentales. La nappe du Continental Terminal est déjà activement exploitée par puits. Celle du Continental Intercalaire a seulement été reconnue en profondeur. Elle est exploitée par quelques puits en bordure de l'Adrar.

La nappe du Continental intercalaire est principalement alimentée par les eaux de ruissellement du socle précambrien.

3 — Dans la partie orientale du bassin du Niger, on retrouve la même stratigraphie : les orientations sont différentes et les affleurements du Continental Intercalaire (Grès du Tégama) beaucoup plus importants, bien qu'en grande partie masqués par des recouvrements dunaires. La série marine est plus épaisse que dans le détroit et peut dépasser 300 mètres, sa base est marneuse.

Les nombreux puits exécutés depuis six ans pour l'Hydraulique pastorale se distribuent nettement en deux zones correspondant aux nappes (phréatiques) du Continental Terminal à l'Ouest et du Continental Intercalaire à l'Est. Entre les deux, une bande large de 100 kilomètres environs est intitulée « zone des forages » on y atteint la nappe du Continental intercalaire en charge sous les marnes à des profondeurs atteignant 180 mètres.

4 — Mention doit être faite de la région située au Nord du Delta et de la boucle du Niger, entre les méridiens 2° et 6° Ouest,

Bien que les recouvrements quaternaires (alluvions et sables éoliens) masquent la quasi totalité des roches plus anciennes, on peut admettre que dans cette région le continental terminal repose sur la série primaire à peu près imperméable qui s'étend de la falaise de BANDIAGARA au Sud-Est jusqu'au Synclinal de Taoudéni au Nord-Ouest.

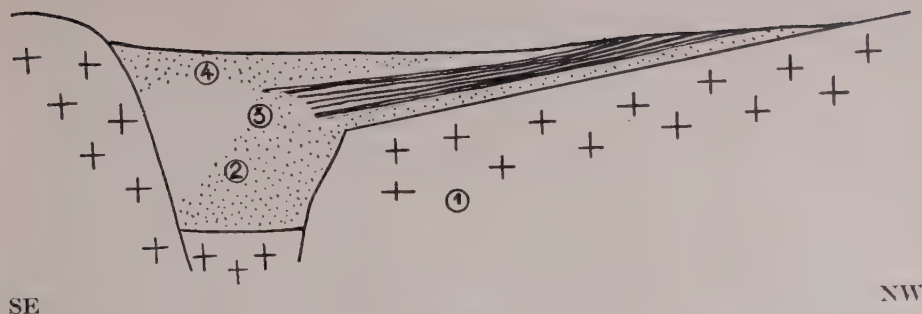


Fig. 2

Coupe schématique du détroit entre l'Adrar des Iforas et le Gourma

- 1 Socle précambien
- 2 Continental intercalaire
- 3 Série Marine
- 4 Continental terminal

Le Continental Terminal contient des argiles franches aussi bien que des sables francs ou argileux ou des argiles sableuses, mais ces changements de faciès correspondent à une stratification discontinue, si bien que la nappe aquifère y est continue.

Cette nappe est alimentée uniquement par le fleuve Niger, dont elle suit les variations de niveau à plusieurs kilomètres de distance. Sa pente vers le nord dépasse un pour mille au voisinage du Fleuve. M. ARCHAMBAULT l'a suivie jusqu'à 200 kilomètres au Nord de TOMBOUCTOU : pente moyenne 0,3 pour mille.

Tout laisse à penser que ces eaux vont se perdre dans le synclinal de Taoudéni, qui jouerait le rôle de bassin évaporatoire.

On sait que le Niger a été formé à une époque relativement récente par une capture. Le Niger proprement dit, descendant du Fouta Djallon, coulait à l'origine vers le Nord et les lits de son delta fossile sont parfaitement visibles sur les photographies aériennes. URVOY a montré qu'une nappe s'écoule encore de SANSANDING vers Nara.

On peut dire que pratiquement de SANSANDING jusqu'à l'embouchure de TOMBOUCTOU c'est-à-dire sur 500 km. environ à vol d'oiseau, le Niger alimente une nappe aquifère qui s'écoule vers le Nord avec des pentes relativement fortes. Un calcul approximatif montre l'importance de cette infiltration : en dehors des périodes de culture il faut un débit de 10 mètres cubes par seconde pour maintenir en eau les principaux canaux d'irrigation de l'Office du Niger, qui représentent environ 70 kilomètres mesurés perpendiculairement à l'écoulement de la nappe. La quantité d'eau infiltrée annuellement peut donc être évaluée à $\frac{500}{70} \times 10 \times 30.000.000 = 2$ milliards de mètres cubes.

A titre de recoupement le système Niger Bani perd à la traversée du Delta (à la fois par évaporation et par infiltration) la moitié de son débit annuel soit 40 à 45 milliards de mètres cubes.

Avec une pente de 3 pour mille au départ et un coefficient $K = 10^{-3}$, et en admettant une épaisseur mouillée de 20 mètres, on arrive à un débit annuel de 900 millions de mètres cubes pour une longueur de 500 km.

Nous pensons donc pouvoir affirmer que la quantité d'eau perdue par le Niger par infiltrations entre SANSANDING et TOMBOUCTOU est de l'ordre de un milliard de mètres cubes par an. Toute cette eau va s'accumuler partie dans le HODH, partie dans le synclinal de Taoudéni, où elle s'évapore.

G. PALACSI, dans un rapport récent, parvient au chiffre de 10 milliards de mètres cubes, en faisant la différence entre les apports et l'évaporation.

* * *

Nappes Aquifères diverses

Les nappes que nous décrivons ci-dessous sont des nappes d'intérêt local, mais nous les citons pour les deux raisons suivantes :

— elles se retrouvent fréquemment en A. O. F.
— elles présentent des caractères qui les distinguent, croyons-nous, des nappes analogues connues en Europe.

1 — On exploite couramment, en Europe, des nappes aquifères contenues dans les produits de décomposition des granites. Des tentatives en ce sens ont été faites en A. O. F. à BOUAKE (Côte d'Ivoire) et à ZINDER (Niger). Elles furent des échecs complets. La raison en paraît être que les produits de décomposition du granite n'ont été ni lavés ni déplacés. Ils contiennent une très forte proportion de Kaolin à peu près pur et ne renferment que d'infimes filonnets perméables. Le développement des forages y est impossible.

2 — Les villes d'ABIDJAN et DAKAR (en partie) sont alimentées par des captages dans des sables dunaires, légèrement argileux, au voisinage de la mer. Toutes précautions ont été prises pour surveiller le front salé et ne pas le laisser progresser. Mais les difficultés sont d'un autre ordre. Les eaux sont très acides (pH — 5,5) et plus ou moins ferrugineuses (jusqu'à 20 milligrammes par litre). Les teneurs en fer sont constantes dans le temps mais très variables d'un point à un autre de la même nappe. On constate deux sortes de phénomènes :

a) — Une corrosion extrêmement rapide des crépines, qui peuvent être percées en deux ans (crépines à persiennes en fer pur). Il semble que ce phénomène ne se produise que lorsque la crépine est isolée électriquement de la pompe. Lorsqu'il y a liaison électrique il y aurait au contraire dépôt d'oxyde de fer à l'intérieur de la crépine et colmatage.

Ces inconvénients seront supprimés prochainement par la mise en place de crépines en matière plastique.

b) — Des dépôts importants d'oxyde de fer dans les pompes, que l'on doit nettoyer jusqu'à quatre fois par an. Ces dépôts se produisent pour des teneurs en fer de 2 à 8 milligrammes par litre. Les eaux contenant moins de 1 milligramme ou plus de 10 ne provoquent pas de dépôt.

Il est bien entendu que ceci n'est qu'une description des phénomènes constatés et ne constitue même pas une tentative d'explication. Bien d'autres circonstances peuvent en être la cause. Une étude systématique sera entreprise prochainement pour le compte du Service de l'Hydraulique de l'A. O. F.

* * *

Conclusion

Quatre années d'études menées par un service qui recherchait essentiellement des résultats pratiques l'ont amené à une bonne connaissance générale de ses problèmes. Il reste évidemment bien des points obscurs, des hypothèses à vérifier. Mais déjà beaucoup de nappes, ou de portions de nappes ont fait l'objet d'études détaillées dont nous avons seulement évoqué les résultats, et chaque jour apporte un peu plus de lumière.

Le présent rapport ne cherche pas à être autre chose qu'une « introduction » à l'étude des nappes aquifères de l'Afrique Occidentale. Il ouvre la voie aux rapports plus limités, mais plus approfondis qui pourront, nous l'espérons, être présentés dans les années à venir.

BIBLIOGRAPHIE

Pour la géologie de l'A. O. F. on pourra se reporter à la Bibliographie dressée par L. MARVIER (Bulletin de la Direction des Mines de l'A. O. F. n° 16).

Pour l'hydrogéologie nous avons utilisé, en particulier, les rapports et travaux récents de :

J. ARCHAMBAULT, Directeur du Bureau de Géologie Appliquée

R. DEGALLIER, Géologue de la Direction des Mines de l'A. O. F.

J. GREIGERT, Géologue de la Direction des Mines de l'A. O. F.

G. PALAUSI, Géologue de la Direction des Mines de l'A. O. F.

H. RODIER, Géologue de la Direction des Mines de l'A. O. F.

M. SLANSKY, Géologue de la Direction des Mines de l'A. O. F.

et les travaux de la COMPAGNIE GÉNÉRALE DE GÉOPHYSIQUE.

SUR UNE ANOMALIE HYDROGEOLOGIQUE DES MARNES DE LA REGION DE FES (MAROC)

par

P. TALASSE

Résumé

La surface affleurante de la région de FES est constituée par un vaste karst lacustre d'âge pliocène dont la puissance maximum est de l'ordre de 100 m. Dans ces calcaires massifs et perméables en grand, il n'existe pas de nappe aquifère au sens général du terme, mais des zones aquifères qui correspondent à des fissures, dans lesquelles la circulation se fait en régime turbulent, et qui permettent des débits atteignant parfois 1.000 à 3000 l/sec.

Le substratum de ce karst est constitué par des marnes bleues très compactes, d'âge miocène, dont la puissance à FES est de l'ordre de 1.000 m. Sous le karst, ces marnes sont rigoureusement imperméables et forment le radier général du système aquifère de celui-ci. Au Nord de FES, elles affleurent largement, et des sources en charge, parfois thermo-minérales, y apparaissent.

Des forages hydrogéologiques ont été récemment exécutés tant dans les calcaires lacustres que dans les marnes, et ont donné lieu à des mesures de coefficients de perméabilité déterminés suivant la méthode de M. LEFRANC.

La comparaison des résultats de ces différentes mesures montre que la circulation aquifère dans ces marnes affleurantes, soumises à des actions d'origines diverses (tectonique, érosion, tassement) peut être assimilée à la circulation aquifère dans des calcaires fissurés; la mise en évidence, durant l'exécution des forages dans les marnes, de larges fissures et de poches à profondeurs variables corrobore les résultats des mesures.

Un tel mode de circulation dans des marnes, à l'origine compactes puis fissurées par des agents divers, peut dans une certaine mesure rendre compte des brusques écoulements boueux qui apparaissent parfois sur le front de taille des carrières ou sur le flanc des collines marneuses de cette région du Nord-marocain.

* * *

La Plaine de FES, ou Plaine du Saïs, est un vaste karst sensiblement horizontal, d'origine lacustre et d'âge pliocène, dont la puissance maximum est, près de cette ville, de l'ordre de 100 m.

Ces formations lacustres comprennent principalement des calcaires massifs et des travertins auxquels s'associent, vers la base de la série, des conglomérats et des marnes.

Tous les caractères morphologiques des karsts apparaissent dans la Plaine de FES : lapiez, dolines, vallées taillées en gorges étroites et profondes (Oued Bou R'Kaiss, Oued Cheggag...) et dépourvues de vallées affluentes, cours d'eau nés à des resurgences à l'amont de canyons qui se terminent en cirques (Ras el Ma, Aïn Chkeff...).

Elle en a également tous les caractères hydrogéologiques : sources intermittentes ou sujettes à de brusques variations de débits, nappe phréatique se présentant sous l'aspect d'un réseau maillé à densité réticulaire variable où les écoulements se font en régime turbulent par des diaclases ou des fissures résultant de la karstification plus ou moins avancée des calcaires.

De telles fissures rendent compte du débit d'étiage important, compris entre 1.000 et 3.000 l/sec des sources principales (Aïn Bittit, Aïn Cheggag, Aïn Bou R'Kaiss).

Le substratum de ce karst est formé par des marnes bleues d'âge miocène (Vindobonien, faciès tortonien) dont la puissance à FES est de l'ordre de 1.000 m.

Leur homogénéité et leur compacité sont telles, qu'à FES, leur exploitation, pour l'industrie céramique peut se faire par vastes fronts de taille et exige l'emploi de marteaux-piqueurs, d'explosifs et de concasseurs.

Sous les formations lacustres, elles constituent un plancher hydrogéologique rigoureusement étanche supportant le réseau aquifère karstique et rendant compte de la quasi totalité des émergences de la Plaine du Saïs.

Coefficients de perméabilité des calcaires lacustres

F E S under-flow N° 1	Passe	4,8 — 9,10 m	4,8 — 15,00 m	15,00 — 28,3 m			K moyen 1,12. 10 ⁻⁴ m/s
	K	2,08. 10 ⁻⁴ m/s	2,08. 10 ⁻⁴ m/s	1,6. 10 ⁻⁵ m/s			
F E S under-flow N° 3 (1)	Passe	5,5 — 11,8 m	5,5 — 17,5 m	5,5 — 21,00 m	5,5 — 22,00 m		K moyen 3,3. 10 ⁻³ m/s
	K	4,8. 10 ⁻³ m/s	1,7. 10 ⁻³ m/s	2,5. 10 ⁻³ m/s	4,3. 10 ⁻³ m/s		
F E S under-flow N° 4	Passe	3,00 — 9,00 m	3,00 — 15,00 m	3,00 — 18,00 m	3,00 — 21,00 m	3,00 — 23,9 m	K moyen 1,5. 10 ⁻⁴ m/s
	K	2,8. 10 ⁻⁴ m/s	4,4. 10 ⁻⁵ m/s	2,1. 10 ⁻⁵ m/s	1,8. 10 ⁻⁵ m/s	3,3. 10 ⁻⁵ m/s	
Aïn Mimouna N° 1 (2)	Passe	0,7 — 3,6 m	3,6 — 6,6 m	6,6 — 9,6 m	9,6 — 15,6 m	15,6 — 18,6 m	K moyen 3,9. 10 ⁻³ m/s
	K	4,5. 10 ⁻³ m-s	3,6. 10 ⁻³ m/s	2,6. 10 ⁻³ m/s	5,2. 10 ⁻³ m/s	3,5. 10 ⁻³ m/s	
Aïn Mimouna N° 2	Passe	0,9 — 2,8 m	2,8 — 4,3 m	4,3 — 7,3 m			K moyen 3,8. 10 ⁻³ m/s
	K	5. 10 ⁻³ m/s	1,8. 10 ⁻³ m/s	4,5. 10 ⁻³ m/s			

Coefficients de perméabilité des Marnes

Moulay- Yacoub N° 1	Passe	5,8 — 25,00 m	5,8 — 30,00 m				K moyen 0,10. 10 ⁻³ m/s
	K	0,1. 10 ⁻³ m/s	1,11. 10 ⁻³ m/s				
Moulay- Yacoub N° 3	Passe	4,6 — 19,4 m	4,6 — 23,9 m	4,6 — 32,9 m			K moyen 0,16. 10 ⁻³ m/s
	K	0,17. 10 ⁻³ m/s	0,18. 10 ⁻³ m/s	0,15. 10 ⁻³ m/s			

(1) Ce forage a permis d'extraire par pompage un débit permanent de 70 l/s avec un rabattement de 2 m.

(2) Ce forage a permis d'extraire par pompage un débit de 180 l/s avec un rabattement de 2,5 m.

Au Nord de FES, au-delà de la limite d'érosion des formations lacustres, ces marnes affleurent et composent un paysage de collines surbaissées et fortement ravinées. Aux premières grandes pluies de l'automne, le ruissellement sur les pentes, superficiellement divisées par la dessiccation durant l'été, s'accompagne souvent de glissements de terrain ⁽¹⁾.

Des sources en charge (Ain Moulay-Yacoub, Ain Sikh, Ain Berda...) quelques unes thermo-minérales, émergent de ces marnes. L'importance de leurs débits (Ain Moulay-Yacoub 14 l/sec) a pu paraître incompatible avec l'opinion généralement admise de l'imperméabilité quasi absolue des marnes.

Des forages hydrogéologiques récemment exécutés dans les calcaires lacustres de la Plaine du Saïs et dans les marnes au Nord de FES ont donné lieu à des mesures de coefficients de perméabilité effectués suivant la méthode classique de M. LEFRANC ⁽²⁾.

Dans les différents résultats de ces mesures que nous donnons dans la présente note, il ne s'agit pas de perméabilité localisée, mais de ce que l'on peut appeler un « coefficient de perméabilité en grand » intéressant la hauteur totale du forage ou de la zone étudiée, compté depuis le niveau statique.

L'intérêt de ce calcul est de donner un ordre de grandeur valable permettant la comparaison entre forages et d'assimiler le terrain étudié à un massif alluvionnaire ayant un coefficient de perméabilité K identique.

La comparaison des résultats de ces différentes mesures montre que les marnes compactes peuvent présenter en profondeur, contre toute attente, dans les zones plus ou moins disloquées par la tectonique ou travaillées par l'érosion et les tassements, des réseaux de fissures rappelant ceux des karsts, ainsi que des coefficients de perméabilité moyens du même ordre de grandeur que ceux des calcaires lacustres.

Cette perméabilité, relativement élevée est de l'ordre de celle des alluvions du niveau du barrage du Sautet, et supérieure à celle des alluvions de la Durance au barrage de Serre-Ponçon (3. 10^{-4} m/s). ⁽³⁾

Durant l'exécution des forages dans les marnes miocènes, à proximité de la source thermo-minérale de Moulay-Yacoub, quelques faits d'observation sont venus corroborer cette similitude des perméabilités qui ressort des mesures et du calcul :

Outre les brusques pertes totale d'eau d'injection, des fissures et des poches, de 20 à 30 cm d'ouverture minimum verticale, ont été recoupées à différentes profondeurs.

La mise en place de drains obliques, atteignant les zones les plus perméables, a provoqué, à mesure de leur avancement, de soudaines vidanges des poches traversées dont le volume dépassait fréquemment le mètre cube.

Les mesures de température, dans chaque forage, par sonde thermo-électrique, ont montré que celle-ci augmentait en fonction de la perméabilité.

Enfin, les essais de coloration à la fluoresceïne, par injection dans les forages, ont montré que la perméabilité, pour certains passages privilégiés, pouvait atteindre 4. 10^{-2} m/s. Cette valeur nettement plus faible que celle que l'on peut donner a priori à des passages privilégiés (1 à 5. 10^{-1} m/s) provient sans doute de la distribution des fissures en ramifications plus ou moins bien reliées entre elles.

A cette fissuration profonde des marnes compactes correspond le plus souvent une fissuration sur la surface affleurante, fragmentée en prismes hexagonaux par la dessiccation et les échanges thermiques, dont la résistance à l'érosion est très faible : tels sont par exemple les petits cratères d'effondrement sensiblement circulaires, de 0,5 à 1 m de diamètre qui se forment sur les pentes marneuses à la période des pluies. Ils sont provoqués par le débouché d'un réseau aquifère de sub-surface et présentent une certaine analogie, dans leur origine, avec l'amorce des ravins affluents en pays steppiques ⁽⁴⁾. Telles sont aussi les fissures sensiblement verticales de

(1) En septembre 1950, une averse particulièrement violente a provoqué sur le versant Sud, constitué par des marnes miocènes, du Jebel Tratt, situé à 4 km au N-W de FES, un vaste glissement de celles-ci entraînant trois villages.

(2) Cette méthode consiste à introduire dans le trou du forage des débits différents, dans l'ordre croissant puis décroissant, et à mesurer la surélévation de niveau. Par graphique et calcul on tire la valeur du coefficient de perméabilité K recherché.

(3) H. CAMBEFORT : Les alluvions graveleuses feuilletées à structure ouverte — Quatrième Congrès des grands barrages — New-Delhi 1951.

(4) J. TRICART : *Revue de Géomorphologie dynamique* — N° 1 — 1953.

5 à 25 cm d'ouverture, rappelant des lapiez, qui se ramifient et se poursuivent en profondeur dans les marnes compactes parfois jusqu'à 20 m ⁽¹⁾. Les patines de manganèse et les dépôts blanchâtres qui tapissent ou comblent les parois de telles fissures prouvent la réalité des circulations dans celles-ci. (Toutes les fissures à Moulay-Yacoub sont tapissées sur 2 à 5 mm de calcite finement cristallisée).

Un tel mode de circulation aquifère par fissure, dans les marnes compactes, ou ameublies par l'érosion, peut rendre compte dans une certaine mesure des écoulements boueux du type localisé qui apparaissent parfois sur le front de taille des carrières lorsque sont atteintes des poches comblées de produits de dissolution des parois ou de ruissellement superficiel, ou sur le flanc des collines lorsque l'érosion met à jour de telles poches.

En résumé, lorsqu'elles sont à l'affleurement, les marnes du Miocène de la région de FES se révèlent, sous des actions d'origines diverses (érosion, tassement, tectonique), perméables en grand.

Cette perméabilité est en règle générale plus grande en profondeur, dans la zone compacte largement fissurée, que dans la zone superficielle affleurante où l'érosion et les remaniements ont délité les marnes et les ont rendues plus ou moins pulvérulentes.

Les coefficients de perméabilité dans les zones compactes peuvent atteindre des valeurs du même ordre que celles que l'on observe dans des karsts, tels que celui que constituent les calcaires lacustres de la Plaine du Sais; les écoulements s'y font également en régime turbulent.

Ce type de perméabilité semble lié d'une part à l'homogénéité lithologique et à la compacité des marnes du Miocène : dans les marnes à silex plus ou moins schisteuses de l'Eocène de la région pré-rifaine la circulation aquifère se fait en régime laminaire; les formes d'altération superficielle sur les surfaces affleurantes sont beaucoup moins caractérisées que dans les marnes du Miocène. Les facteurs climatiques ne doivent pas d'autre part être négligés : forts contrastes thermiques, pluviosité médiocre (500 à 200 mm) mais répartie sous forme de violentes averses séparées par de longues périodes de sécheresse.

Les exemples nous manquent encore au Maroc qui nous permettraient d'étendre ce caractère de perméabilité en grand à des formations lithologiquement similaires. Cependant, de récentes observations faites dans des milieux morphoclimatiques bien caractérisés rappelant ceux du Nord-marocain ⁽²⁾, constituent déjà un premier terme de comparaison.

Nous souhaiterions que d'autres exemples soient recherchés dont la connaissance serait précieuse tant au point de vue Génie Civil qu'hydrogéologique et géomorphologique.

(1) Au sondage de Casbah ben Debbab à FES, entrepris pour le compte de la Direction de l'Instruction Publique du Maroc, il a été trouvé dans une telle fissure, à 18-20 m de profondeur outre, des dépôts de Co^3O_4 qui témoignent de circulation d'eau, des blocs, des débris de poterie et une pièce métallique d'âge historique.

(2) J. TRICART -- *op. cit.*

GROUNDWATER IN SYRIA

by

David J. BURDON, Subhi MAZLOUM and Chafic SAFADI

Summary

A synopsis is given of the geology of Syria, followed by a note on the topography, rainfall and climate.

The hydrogeology of Syria is treated in some detail. In the coastal mountains, the Jurassic limestones, up to 1,700 metres thick, are the dominant aquifers. The continental sandstone of the Neocomian, and the sandy marls of the Aptian-Albian, tend to act as aquicludes; the possibility of the existence of a Nubian sandstone aquifer beneath Syria is discussed and rejected. The Cenomanian-Turonian limestones act as major aquifers, mainly in the coastal region of higher rainfall, but also in the Palmyrean chains. Marine sedimentation from the beginning of the Senonian to the commencement of the Nummulitic resulted in some 500 metres of impermeable marls. The Nummulitic is a potential or actual aquifer, depending on the rainfall, though its lithology varies from place to place.

These pre-Neogene rocks cover most of cis-Euphrates Syria. In the Jezirah and the Euphrates Valley, Neogene geosynclinal sediments of marine and lagoonal origin are the dominant rocks. They contain evaporites and give rise to saline waters. Terrestrial Mio-Pliocene sediments of cis-Euphrates are free of such evaporites, but the lacustrine deposits of the Quaternary again bring evaporites onto the scene.

The chemical composition of the groundwater is briefly described and related to the rainfall and the geology. A few salient points in groundwater development are noted, and the conditions governing the construction of « Foggaras » (infiltration galleries) are summarized.

* * *

I. General Geology

Syria lies on the northern portion of the Arabian platform, extending north-eastwards across the Euphrates onto the geosynclinal zone. In pre-Cretaceous times the geology was dominated by epeirogenic movements of the platform relative to the seas. Such movements resulted in marine transgressions deep into the continent, but normally the platform remained above sea-level, and desertic conditions prevailed (Picard, 1943). In the Cretaceous, a major geosyncline developed along the northern-eastern margin of the continent; its existence, forms of sedimentation and tectonic depression and elevation were brought about by the convergence of the Arabian platform on the Eurasian Shield. From the Miocene to the present day, the geological history of north and particularly north-east Syria is the history of the retreat of the seas, and the replacement of marine by lagoonal sedimentation, followed in turn by lacustrine or terrestrial deposition.

In the Tertiary, likewise, the African rift structures extended northwards, separating the Lebanon from the Anti-Lebanon, downfaulting the Ghab depression and reaching the forefront of the Alpine folds in the Hatay area. Associated shear-folds fanned out from the main rifting and have produced the fold mountains of the Palmyrean chains. Rift faulting-folding was dominant in the Lower Miocene, with renewed activity in the earliest Pleistocene.

Except for a small outcrop of Devonian at the core of the Djebel Abd el Aziz, paleozoic rocks are unknown in Syria. The Jurassic is well-exposed in the tectonically-disturbed belt along the western margin of the country from Mount Hermon, via Zebedani and the Alouites to the Kurd Dagh (Fig. 1). It is also seen at the core of the two most eroded folds in the Palmyrean chains (Dubertret and Vautrin, 1937). A marine regression at the commencement of the Cretaceous permitted continental sandstones (Nubian sandstone, or Continental Intercalary) to be deposited. This was followed by a gradual return of the seas in the Aptian-Albian; in the Cenomanian-Turonian-Senonian-Eocene this turned into a major transgression right across not

only Syria, but the whole Arabian platform. Regression commenced in the late Eocene and was completed at the end of the Oligocene; the tectonic period of the Lower Miocene (Burdigalian) completed the emergence and marks a sharp break in the stratigraphy of Syria. In Fig. 1 this has been emphasized by dark shading for all pre-Miocene sediments, and light shading for the Neogene and Quaternary sediments.

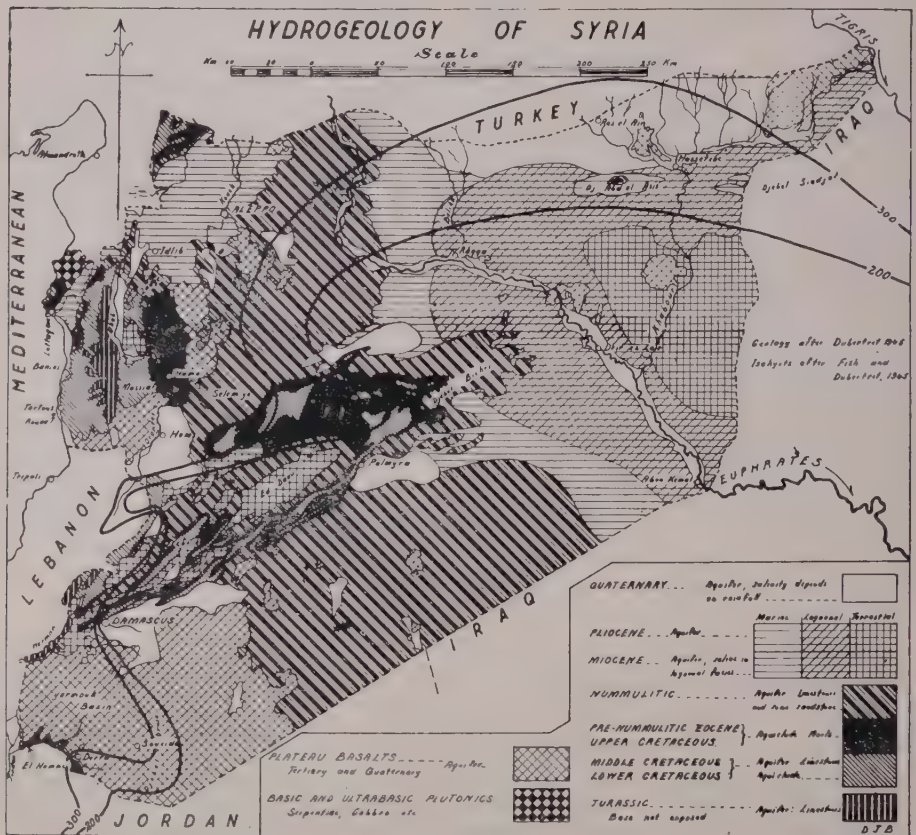


Fig. 1

In the Middle Miocene (Vindobonian), there was a return of the seas, up the Tigris-Euphrates valley from the Persian Gulf and up the Nahr el Kebir area from the Mediterranean. These two arms of the seas converged towards Aleppo, and may have joined in this region. But central, southern and southwestern Syria remained above the seas at this and all subsequent times. In the Upper Euphrates valley, marine conditions quickly gave way to lagoonal, as the great geosyncline filled with sediments eroded from the new fold-mountains on the north, northeast and east. Fault-mountains on the west gave rise to similar molasse sedimentation in the Nahr el Kebir, and here again lagoonal sedimentation with gypsum, halite and associated evaporites followed the marine sedimentation.

Meanwhile in central-southern Syria, erosion from the tectonic mountains tended to infill the basins with conglomeritic material derived by mechanical rather than chemical weathering. In places, lakes formed, and in the Pluvial periods of the Quaternary, such lakes became general. In the present Dry, the lakes have shrunk. In the geosynclinal area, lacustrine conditions prevailed in the Plio-Pleistocene, followed by river erosion. During the Pluvials, the Euphrates, Khabour and other rivers were much more powerful as eroding agents than they are today. At

such times, too, the present «fossil» drainage was incised into the desert north and south of the Palmyrean chains.

II. Topography, Rainfall and Climate

The eastern shore of the Mediterranean is bordered by a north-south series of mountain ranges which occupy a belt of varying width (average about 80 kilometres) and which do much to produce the rainshadow desert of Syria. The ranges consist of a double mountainchain, separated by a rift-valley depression. The coastal mountains drain directly to the sea, the rift-valleys drain north or south parallel to the mountains. The north-flowing Orontes reaches the Mediterranean west of Antioch; the south-flowing Litani rounds the Lebanon mountains to reach the sea north of Tyre, while the Jordan is trapped in the major rift depression of the Dead Sea. East of these ranges stretches the plateau of Syria, sloping gently towards the Euphrates, and broken by the fan of mountains radiating from Damascus-Nebeck towards Palmyra and further to the Djebel Bichri. In this area, drainage is eastwards, but the rainfall is insufficient and closed basins are general. The great wadis of the desert were cut in the Pluvials and are now dead.

Rainfall is orogenic and occurs mainly on the coastal ranges from moisture brought by east-blowing winds from the Mediterranean. While the mountains cast a rain-shadow over much of the country, moisture passing through the Homs-Tripoli gap is precipitated on the Palmyrean chains, and causes a marked swing of the 200 mm. isohyet to the east (Fig. 1). The gap south of Hermon allows moisture-laden winds to precipitate on the hills of the Djebel Druse. It is considered that the rainfall in Iraq (which affects rainfall in north-east Syria) comes from the Mediterranean when the winds are again forced upwards by the Zargos ranges.

Rainfall is confined to the winter months, and little falls from mid-April to November. This applies even in areas of high rainfall, where domestic water may be difficult to obtain in summer and autumn and irrigation becomes desirable.

The climate of Syria ranges from Mediterranean on the coast to desertic over much of the inland plateau.

Much has been published on the topography, rainfall and climate of Syria. Fish, 1945; Dubertret, 1945; Karatekin, 1952; earlier works are noted by Keller, 1933.

III. Hydrogeology

1. Devonian

The Devonian core of the Djebel Abd el Azis gives rise to no springs; this also applies to the Devonian of the Gaara depression in Iraq.

2. Jurassic

The Jurassic outcrops as the core of the major western mountains of Syria. Mount Hermon, Zebedani area and the Alaouites. It appears as minor outcrops at the core of two of the Palmyrean folds (Dubertret and Vautrin, 1937). In Mount Hermon, it has a thickness of 1,750 metres, commencing at the very poorly exposed Lias. Its thickness elsewhere varies, and the base is not exposed; but throughout this region, the Jurassic is always of great thickness.

The Jurassic is composed predominantly of limestones, (some 100 metres of marls in the Oxfordian-Lusitanian excepted), some of which are dolomitic, others marly. But they are all broken by bedding, jointing and fissure planes, which have been enlarged in the zone of water-movement by percolating waters. In their outcrop this is manifested by krastic topography which favors high infiltration and at depth by the existence of cavernous zones from which many of the major springs issue. In part, the enlargement of joint-planes may be due to the higher percentage of carbon dioxide thought to exist in snow-melt waters.

The Jurassic massifs form extensive storage reservoirs for infiltrated water. They are generally enclosed by less permeable or impermeable rocks of the Lower Cretaceous. Where the enclosing rocks are least high, springs occur, draining the Jurassic reservoirs of that area. Not infrequently, this lowest point occurs where faults have cut through the Jurassic and the enclosing rock and in such cases the

maximum fissuration in the Jurassic coincides with and leads to the lowest point of issue for the stored waters.

The great springs of Banias on the south of the Hermon massif is an example of such a coincidence. The springs of Arne and many others drain the massif on the west, but occur at much higher elevations. In the Zebedani area, the head-water spring of the Barada River is the most important, but there are many others, such as Ain Hor. The Alaouite massif gives rise to the numerous springs of the Massiaf area, forced out at comparatively high elevations along a major rift fault, and to many springs in the Ghab depression. These represent drainage to the east; on the west there are innumerable small springs. But there are no large springs where the Jurassic dips beneath its Cretaceous cover. This suggests that many major springs along the coastal plain in the Tartous-Banias area, as well as submarine springs offshore, may be fed by Jurassic water rising along faults, rather than from Middle Cretaceous water, though the Cenomanian is the apparent aquifer. In the Palmyrean chains, the Jurassic gives rise to no springs.

3. *Nubian Sandstone (Continental Intercalary)*

Continental sandstones of Nubian facies outcrop between the marine Jurassic and the marine Cretaceous in the Hermon, Zebedani and Palmyrean areas of Syria, as well as in the Gaara depression of Iraq. On the west, it is confined to the Neocomian; further east, continental conditions persisted into the Aptian. There is thus strong evidence that beneath much of southern Syria, there is a bed of Nubian sandstone of Lower Cretaceous age.

In Egypt and Algeria, a Nubian sandstone of similar age has proved a most important aquifer (Drouhin, 1952). In Syria, this is most unlikely to occur. The areas of sandstone outcrop are small; only in the Hermon areas is the rainfall high. A study of the lithology and water-bearing characteristics of the Nubian sandstones so well exposed in Jordan indicate that it is more a quartzite than a sandstone and that it can hold and transmit water only along joints. Equally so, in Jordan it gives rise to no major, and very few minor, springs; attempts to cut it by drilling at Mafrqa have proved unsuccessful.

All the evidence points to the fact that beneath Syria the Lower Cretaceous Nubian sandstone is not an aquifer.

4. *Lower Cretaceous (Neocomian-Aptian-Albian)*

In the western mountains, the Aptian-Albian has a thickness of between 300 and 400 metres. It consists of some clays and thin-bedded limestones, but mainly of marls, usually sandy and not infrequently of a green color. In the Palmyrean area, however, these beds are lagoonal and often contain gypsum or even halite.

Hydrogeologically, these beds appear as an impermeable layer between the Jurassic and the Middle Cretaceous. However, they are not impermeable en masse, containing many sandy aquifers and giving rise to small, but numerous and therefore important, springs in Lebanon. In Syria, their aquiclude role is dominant, and they determine the position of innumerable springs by forcing to surface water collected in the overlying limestones of the Cenomanian. Thus, Ain Hazir at Bloudane, Ain Jorjanieh and springs at Boukein and Madayah are forced to the surface by impermeable Albian beds. At Palmyra, the sulphur and sodium chloride of the sulphurous springs are considered to be leached from gypsiferous, but semi-impermeable, Albian.

5. *Middle Cretaceous (Cenomanian-Turonian)*

The Cenomanian-Turonian is exposed on the flanks of all the major sedimentary mountains of Syria, and at the crest of the lesser mountains, especially those of the Palmyrean chains. On the plains, however, and throughout the Syrian desert, it is covered by the Upper Cretaceous and Lower Tertiary.

The Middle Cretaceous is essentially a limestone aquifer. In thickness it varies from almost 1,000 metres in southwest Syria to less than 200 metres near Hatay; the Turonian is often very condensed. The permeability varies also, as at some horizons and in some areas the limestone tends to become marly. Like the Jurassic, it gives rise to kratic topography and at depth to solution channels. It can be considered as sandwiched between impermeable Aptian-Albian below and very

impermeable Senonian above; this is the main geological feature governing the behavior of water in the Cenomanian-Turonian.

In the south, the most famous spring arising from the Middle Cretaceous is Ain Figh on the Barada River (Dubertret, 1949). The Orontes rises in Lebanon, fed from Ain Zerka and the Laboue springs which arise from folded Cenomanian limestones. Between Hama and the Ghab depression, the Orontes again cuts down to the Cenomanian-Turonian and numerous springs occur in the bed of the river in the limestone gorge upstream from Sedjar; these drain the extensive Cenomanian outcrop extending south and southwest towards Massiaf. Ain Taka, Kleidine and the other large springs on the east of the Ghab depression itself also originate from the Cenomanian, but represent the draining of part of Djebel Zawiye stretching away towards Idlib on the northeast.

In the Tartous-Banias area there are numerous springs issuing from the Cenomanian; as noted above these may represent a resurgence along faults of water which originally infiltrated into the Jurassic. There is evidence that in part some of the spring water has passed exclusively through the Cenomanian. In 1953, a borehole on the island of Rouad went down to 232 metres, passing mainly through Senonian marls and then encountering artesian water in a brecciated unfossiliferous limestone which lithologically resembles the Cenomanian. This is further evidence that the Cenomanian of the Syrian coast is a true aquifer.

At Palmyra, Ereik and Soukhne, the hot and sulphurous springs issue from the Cenomanian; they are considered to become mineralized in passing over the underlying impermeable Albian. It is possible that the hot sulphurous springs of El Hamme on the Yarmouk River on the Syrian-Jordan frontier may have a similar origin: this would be the drainage-point for water infiltrating into the Cenomanian of the Hermon area. This is but a theory and awaits verification or disproof.

6. *Upper Cretaceous — pre-Nummulitic Tertiary (abbreviated to Senonian)*

The absence of a stratigraphical, or of even a definite lithological, break between the Secondary and Tertiary and the lack of satisfactory macro-fossils to determine the Santonian, Campanian, Maestrichtien, Danian, Paleocene and basal Eocene have made it necessary for almost all workers in the area to map all these as one unit: not infrequently this is referred to as the Senonian. The separation can be made on the microfossils, as noted by many recent investigators (see Ten Dam, 1953). West of the Dead Sea, Picard some ten years ago subdivided the Senonian and established lithological differences mainly on the basis of the flint content of the rocks; such sub-division would be very valuable in Syria.

Hydrogeologically, the series is a marl aquiclude. However, it embraces a wide variety of rocks, ranging from bituminous marls through blue marls and clays which are absolutely impermeable, through chalks and amorphous limestones which may yield a little water, to silicified marls and chalk-marl with flint and chert in various forms and thickness; where the rock is deformed, a jointing system may have opened-up the harder beds and rendered them water-bearing. In the extreme northwest of Syria, the Senonian tends to be sandy. Nevertheless, the series throughout the whole of Syria is essentially marly and is an aquiclude whose thickness varies but is usually of the order of 500 metres.

The series is of wide distribution in Syria. Where it is exposed to weathering alteration takes place down to a depth of about 15 metres, rendering the rock slightly permeable. Where the Nummulitic limestones are in situ, the Senonian acts as the impermeable bed preventing further downward movement of the infiltrated water: Mercier (1953) describes such a situation in those portions of Turkey adjoining the Upper Jezirah. The Senonian also forms the aquiclude between the limestones of the Cenomanian-Turonian and of the Nummulitic. Thus the Senonian marl outcrop of the Djebel Zawiye separates the Cenomanian, in which infiltrated water moves southwest towards the springs of the Ghab, from the Nummulitic, in which the infiltrated waters move northeast towards Idlib.

The transgressive Middle Miocene of the Aleppo basin is laid down over an old topography sculptured in the impermeable marls and not obliterated by the transgressive seas; this buried topography influences the position and amount of water held in the permeable Miocene. In several areas and especially in the basaltic province of southwest Syria, the plateau-basalts have been outpoured over a topography carved from the impermeable Senonian and preserved beneath the basalt

carapace. The buried basalt-marl interface influences the location of the water in the jointed basalt.

7. *Nummulitic (Eocene — Oligocene)*

Marine sediments, distinguished by the presence of nummulites, follow conformable on the lowest Eocene, and persist up to the top of the Oligocene (Aquitainian); nummulites ceased to live before the deposition of the basal Miocene (Burdigalian). Nummulitic rocks have a wide distribution in Syria, particularly in the desert south of Palmyra and southeast of Aleppo. Not infrequently, erosion has removed the Oligocene portion.

There are many facies changes within the series, but the whole may be regarded as an actual or potential aquifer. Throughout the second half of this period of deposition, the Arabian platform was rising above the seas, the forefront of the Alpine foldings was moving down onto Syria from the east, northeast and north, and rift-faulting and associated shear-folding was commencing on the west. Deposition in shallowing seas, at varying distances from an emerging coastline which in places showed orogenic relief, controlled the types of rock found in the Nummulitic.

The thick beds of nummulitic limestone produce striking outcrops and are good aquifers; their prominence is due to the fact that much of the series consist of sandy marls, which weather to more rounded forms. There are also to be found some thin-bedded limestones, silicified chalk and flints. In many areas, the retreating Oligocene sea left behind sandstones of which the best-known are those of the Djebel Bichri. These fine-grained sands were once attributed to the Lower Miocene, but their Upper Oligocene age is now universally admitted, and the overlying limestones are assigned to the Middle Miocene. In the Djebel Bichri, five boreholes sunk in the 1935-38 period found water in the sands. In one, sweet water was found, but running sand impeded extraction; in the others water with 5,500 ppm total solids (NaCl .3,145; CaSO_4 .1,292) was found.

Elsewhere in this desert, limited quantities of poor-quality water are obtained from the Nummulitic; thus where the I. P. C. pipeline crosses the Wadi el Miah, there is a fair yield from wells some 65 metres deep. In the same general area are found Bir Houmaina and the wells at Ouarqa. While the Nummulitic seldom outcrops in the trans-Euphrates areas of Syria, it gives rise to a few small springs on the northern slopes of the Djebel Abd el Aziz.

In northwest Syria, the Nummulitic limestones are good aquifers. Around Idlib, the piezometric surface of the water held in a deep (80 to 120 metres below surface) Eocene aquifer has been plotted. The Roudj marshes (now being drained) are supplied with water from the spring at Erri which arises from Eocene limestones. In the western mountains, the Eocene gives rise to innumerable smaller springs, such as Ain el Fakouh in the Barze valley and Ras el Ain at Yabroud near Nebeck. Beneath the basalts of the western Djebel Druze, the Eocene may act as a drainage channel, leading water away towards the Azraq springs of Jordan.

8. *Marine Mio-Pliocene*

The Lower Miocene emergence was followed by a Middle Miocene transgression, the seas converging on the Aleppo region from the Mediterranean on the west and up the Euphrates-Tigris geosyncline on the east or south-east; whether or not these two seas reunited is a debatable point. West of Aleppo, there is a marine Middle Miocene, consisting of a lower series of limestones, followed by an upper series of marls, sandy marls, clays and gypsiferous beds. There are some basalt flows. In the Nahr el Kebir area, there is a molasse-type Miocene, changing upwards into a limestone and then into marls with numerous gypsum lentils. In the Euphrates geosynclinal area, there is a Middle Miocene limestone, which appears to be the equivalent of the Asmari limestone of Iraq. This limestone is followed by gypsiferous beds, indicating the onset of the lagoonal conditions under which the Fars Formations were laid down.

In the Nahr el Kebir, the Miocene limestone gives rise to small springs on the high ground on either side of the river; these supply domestic water to the villages. In the Aleppo region, the marine Miocene is an important aquifer both on the west and on the east. It gives rise to springs whose location is governed by the buried Senonian-Miocene interface. There has been much development by boreholes; in places, as at Ain Tell and in the Tell Ar-Karagueze portion of the Upper Kouek,

curves have been plotted on the surface of the underground water, and the form of the interface has also been determined. At Idlib, shallow water has been found in the Miocene aquifers, well explored in the Tell Cheik Fadal area.

In the Upper Jezirah, the Miocene limestones are important aquifers. They give rise to the Arous group of springs in the Balikh valley and to the still more important Ras el Ain group of springs on the Khabur drainage. This latter group embraces many springs whose combined yield is estimated at about 20 cubic metres per second. The water arises from Middle Miocene limestone, though it may have originally infiltrated into Eocene limestone on the Turkish hills. It also tends to come in contact with the overlying gypsum-halite bearing beds; for Ain Kebrit contains much sulphur (perhaps also from alteration of iron sulphides), Ain Banoi contains much NaCl and all the waters are mineralised to an appreciable extent.

Further south, the Miocene limestones give rise to Maglounge spring on the northern face of Abd el Aziz. In Iraq, towards the Syrian frontier, there is a line of springs in the desert which are considered to arise from this same Middle Miocene limestone.

Except for a small area near Lattaquie, no marine Pliocene is exposed in Syria.

9. *Lagoonal-Lacustrine Mio-Pliocene*

In the Euphrates-Tigris geosyncline, infilling with sediments, depression under load and fold-elevation of certain beds in certain areas, produced conditions under which there was a very irregular, but nevertheless persistent, pushing back of the open sea towards what is now the Persian Gulf, and a replacement of marine sedimentation by deposition in saline lagoons, followed at times by fresh-water lakes (Lees and Falcon, 1952). Under these circumstances, the Upper and Lower Fars were laid down in the Upper Miocene, and were followed by fresh-water deposits in the Pliocene. These rocks cover almost the whole Jezirah of Syria, (except where they are covered by the Quaternary or by basalt), and extend for various distances westward of the Euphrates.

The Lower Fars has a thickness of from 100 to 300 metres. It consists of shale and mudstone, gypsum and a marine limestone indicating the final extension of the open sea into this area. Halite occurs near the centres of the basins of deposition, and magnesium-salts such as epsomite also appear to have been deposited. Water found in the Lower Fars, which is a comparatively porous-permeable formation, is invariably highly mineralised. The Upper Fars is a sandstone, with interbedded siltstone and mudstone. It is a possible aquifer, yielding potable water when tested at Sinjar in Iraq. This should also apply to the fresh-water Mio-Pliocene of this area, which in part may be the equivalent of the Bakhtiari Formation of Iraq.

The Lower Fars gives rise to a number of saline springs on the southern slopes of Djebel Abd el Aziz. It also gives rise to an unusual spring on the crest of the Djebel Djeribe (extension of Djebel Sindjar) where El Hol feeds Lake Khatounie with its magnesium-rich waters at the rate of 500 litres per second.

10. *Terrestrial-Fluvial Mio-Pliocene*

The emergence of the continent and the folding-faultings in the late Oligocene and early Miocene gave rise to basins of inland drainage flanked by high, and often still rising, mountain ranges. There was heavy erosion, and vast quantities of boulders, cobbles, gravel, sand and silt poured down into these depressions: they are predominantly red in colour. At times, lakes filled the hollows, but in general the climate was arid and the basins were dry except for the floods which brought down the erosion products. Weathering must have been dominantly mechanical, and there was little chemical action to leach salts out of the rocks and concentrate it when the waters left the closed basins by evaporation. Otherwise it is difficult to account for the absence of evaporite deposits, and mineralised groundwater, in these Mio-Pliocene beds. In general, the conglomerates of the Mio-Pliocene have been cemented: but they remain essentially permeable along bedding planes and joints, as well as en masse.

Topographically, such basin-filling sediments are unlikely to give rise to springs, except where they have been dissected by erosion. This has occurred in the Barada valley in the Sahl es Sahara, giving rise to Ain es Saфра, Ain el Beida, the springs at El Hame and numerous springs between the Barada and Barze valleys. The springs

at Yabroud, southwest of Nebeck, issue from Eocene limestone; but they may represent drainage from another Mio-Pliocene conglomerate.

It seems probable that there are considerable untapped reserves of underground water stored in such conglomerate-filled depressions.

11. Quaternary

The major Quaternary deposits of Syria are of lacustrine origin; coastal Quaternary is of minor importance. These lacustrine deposits vary from coarse piedmont and deltaic conglomerates to impermeable clays and marls; the finer deposits occur furthest from the point or area where the material was washed into the lake. The size of the lakes has varied repeatedly, and a careful study in a tectonically stable area would do much to elucidate the Pleistocene climate sequences. The onset of Dry periods must have led to cycles of evaporite formations. Such are taking place at the present day.

The amount of the water found in the lacustrine Quaternary is a function of the present rainfall. The composition of the water is in part governed by this, but also by the composition of the deposits with which the water comes in contact. All stages of decrease in amount of underground water and increase in the amount of dissolved solids may be traced from the high quality water of the Gouta of Damascus through the low-quality water of the Palmyrene basin to the well-nigh dry basin of Rhoubé east of the Djebel Druze. Within basins, too, the quality of the water decreases as the areas of evaporation are approached.

There has been no dissection of these deposits by erosion to give rise to springs. Decreases in the permeability of the sediments as the water moves from the side towards the centre of the basin may give rise to springs; it certainly forces the water towards the surface. Advantage has been taken of this in the Damascus Gouta to tap the water by means of infiltration galleries. Present development by drilling boreholes will reveal much more of the hydrological regime in these Quaternary deposits.

Along the coast, overdeepening of the river-beds, and valuable sub-surface flow, are suspected; no development on these lines has yet taken place.

12. Basalts

While there were some submarine basalts in the Cretaceous, the main basalts were outpoured after the Oligocene emergence, and eruption continued intermittently to the commencement of historical times. These plateau basalts are of various types, but generally occur in thin flows, 2 to 4 metres in thickness, spreading over wide areas. Sometimes they were less fluid and built-up into mountain ranges; the last phase of an eruptive period usually resulted in ash ejections and the building-up of volcanic cones around the vents. Between flows, there was often sufficient time for soil to develop; this is now represented by interflow clay beds.

Where rainfall is above about 300 mm, topography is favourable to infiltration and downward movement of the water is arrested by underlying impermeable beds (such as the Senonian marl), the basalts are good aquifers. However, it would appear that there is not a continuous nappe in the basalts, but that the water follows privileged paths where the basalt is more jointed and open than usual. Pressure-ridges in each flow appear to form one type of such privileged paths; pre-basaltic topography which broke the continuity of flows may be another. The claybeds undoubtedly affect movement of water; in places water may occur above such a bed, but in another it may be confined (under heads of up to 40 metres) beneath a clay-bed. In the Djebel Druze all the high-level springs are caused by the presence of impermeable ash-beds between the basalt-flows; hence such springs tend to be grouped around ash-cones and vents. This also appears to apply to the Jaulan.

In the Hauran the basalt gives rise to the major springs of Mzeirib and Zeizoun as well as a host of others; total flow is remarkably uniform throughout the year and may be estimated at about 6 cubic metres per second. These springs do not occur at the basalt-chalk interface which is exposed in the great cliffs of the Yarmouk, Nahr Ehrer, Wadi Allane and Wadi Raqqad, but on the plateau in the basalt a short distance back from the cliffs.

Some little development has taken place in the basalt to the north of Hama-Seleniye; it is an aquifer, but the amount of water held is small as rainfall is low and topography unfavourable to infiltration. The basalt wast of Homs is untested,

but should prove a good aquifer. The basalt of the southern Jezirah is, due mainly to low rainfall, unlikely to contain any water.

13. Greenstones and Gabbroes

The complex of ultra-basic and basic plutonic rocks, as well as the associated pillow-lava, are most reminiscent of the similar complex found in Cyprus. They occur in the best-forested area in Syria, to the north of Lattaquie, and there has been little need to develop their water-resources. It seems probable that these resources will be similar to those of the Troodos Complex in Cyprus, complicated by more faulting, smaller size of outcrop and by a generally higher rainfall.

IV. — Chemical composition of Groundwater

A general picture of the chemical composition of the groundwater in Syria is given in Fig. 2, (based on Paver, 1947). When this is compared with Fig. 1, it can be seen that the composition of the groundwater is closely related to the rainfall and to the geology. Where the rainfall is high, the chemical composition of the rocks becomes an unimportant factor: where the rainfall is low, the chemical composition of the rocks determines the type of water which they will contain.

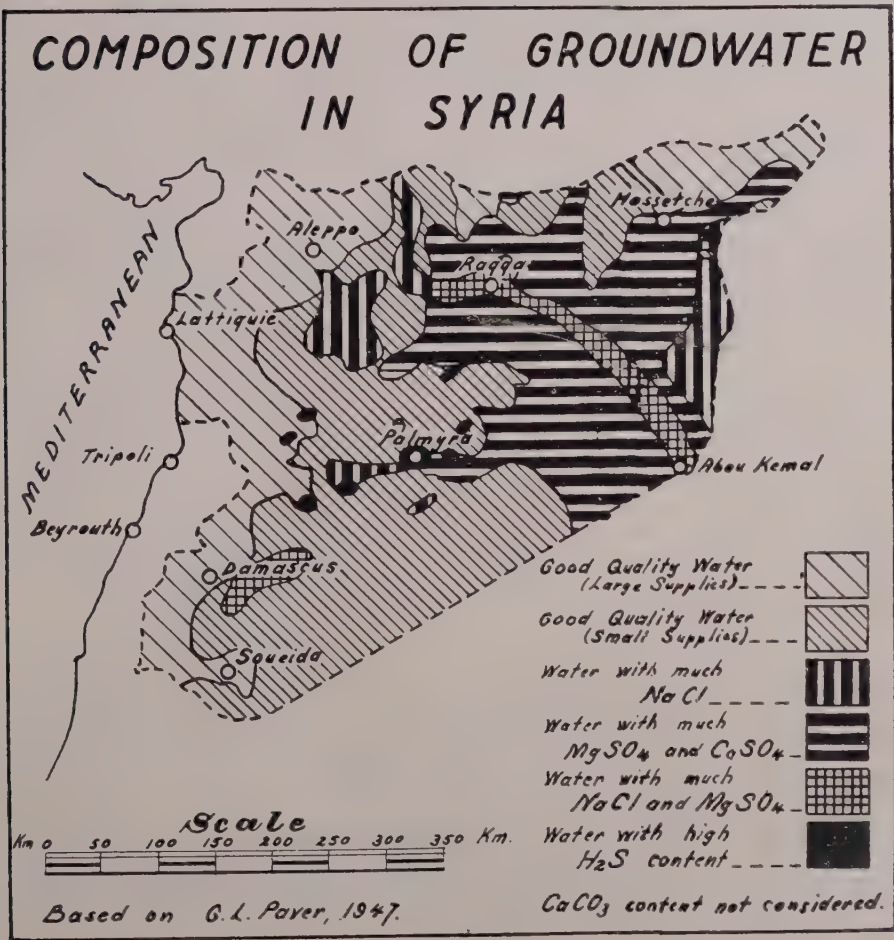


Fig. 2

Good quality underground water is found in abundance only where the rainfall exceeds 300 mm per year. In this region the effect of salts leached from the rocks is very small, for the dilution in the abundant water is great. In the same way, the heavy rainfall enables (or enabled) the rivers to carry the waters to far distant areas of evaporation; evaporites are not formed. On the other hand, good quality water in meagre amounts is confined to outcrops of the pre-Neogene, and mainly to the Nummulitic. This is most marked in the desert south of Palmyra and in the Djebel Bichri. These marine sediments have a low content of soluble salts (excluding here, as elsewhere, clacium salts); they do not raise the salt content of the small amounts of underground water by readily going into solution. But the low precipitation allows the development of basins of inland drainage in which evaporites are now forming, and have formed in the past. Their existence is shown on the water-map by the $\text{NaCl} - \text{MgSO}_4$ area east of Damascus and the NaCl areas southeast of Aleppo and around Palmyra.

The coincidence of the areas with high $\text{CaSO}_4 - \text{MgSO}_4$ and the outcrop of the lagoonal Mio-Pliocene (Lower and Upper Fars) is equally striking. Alkali-free magnesium salts are found in evaporites and «afford proof of the marine origin of the deposits and excludes the possibility of their lacustrine crystallization» (Rankama and Sahama, 1949, p. 454). The lack of magnesium sulphate along the trans-Euphrates frontier with Iraq coincides with the outcrop of the terrestrial (in this case lacustrine) Mio-Pliocene. Likewise, though the waters of the Euphrates flood-plain valley are always rich in NaCl , the $\text{MgSO}_4 - \text{CaSO}_4$ content does not rise until the Lower Fars outcrop is reached a short distance upstream from Raqqa.

Sulphur-rich springs are not uncommon in Syria. In almost all cases, the underground water feeding these springs has come in contact with gypsum-anhydrite in the aquifers. The action of sulphur bacteria has reduced the sulphates to sulphides, giving rise to free sulphur, as well as H_2S and SO_2 , (Galliher, 1933). While such water has an unpleasant odour, the H_2S content disappears if the water is aerated or even allowed to stand for a few hours.

Research on the chemical composition of waters in Syria commenced with Frolov in 1932 (Palmyra), followed by work on the Gouta of Damascus. Recent investigations (1953-54) have been concentrated on the waters of the basaltic province of southwest Syria. It is found that the water of the high-level springs of the Djebel Druze and of the Jaulan, forced out by impermeable ash-beds, have a total dissolved solid content of less than 250 ppm. Throughout the main areas of the western Djebel Druze and the Hauran, the total dissolved solids lie between 250 and 500 ppm. Certain waters with higher amounts of dissolved solids show a marked increase in their carbonate content; they are considered as having come in contact with the underlying chalk-marl. One spring shows a very high potassium content; this spring issues from above an interbasaltic clay-bed, and it may be significant that the only interbasaltic clay-bed so far analysed showed a very high content of soluble potassium.

Attention is now being given to research into the chemical composition of the underground waters to determine their genesis and the classification of the aquifers, to note deficiencies which may affect human and animal health and to determine the limitations in the agricultural use of waters with high contents of various salts.

V. — Groundwater Development

Development of groundwater in Syria has taken place from the earliest times. Periods of stagnation have intervened on many occasions during which older works fell into disuse. Once again, development of underground water is proceeding in Syria, aided by efficient pumps, a device unknown to the ancients, and one which gives a new character to the present efforts to utilise to the full the underground resources of the country.

In the past, springs have claimed the most attention. Their development has been mainly by the driving of galleries back into the aquifer. This normally results in a concentration of the waters into one channel and increases the yields by decreasing evaporation losses. In Syria, the discharge level of many springs has been raised by the construction of a minor dam. This gives rise to a small lakelet for watering animals, to mills utilising the fall into the old channel, and enables a larger area of land to be commanded; it decreases the total yield from the spring. Such

development was used at Ain Arous and Ras el Ain in the Jezirah; it appears to have also been applied to some of the springs of the lower Hauran.

Foggaras or infiltration galleries were, and once again are, a favourite method of tapping underground water and bringing it to surface by gravity flow. They are the most satisfactory method of developing groundwater where the following conditions apply:

(i) The weathered rock is permeable, but the deeper rock remains impermeable; permeability is not high, and simple wells do not have sufficient infiltration surface.

(ii) The rock weathers to gentle rolling country rather like the downs. Too steep slopes favour surface runoff; flat plains give insufficient gradient to bring the water to surface without undue loss.

(iii) The rock will stand-up well around an adit or tunnel; lining a foggara is labourious and expensive. The unlined foggara must remain open without too many repairs.

(iv) Rainfall must be medium. Foggaras appear to function best between the 400 and 150 mm isohyets. Of course, foggaras can be used in areas of higher rainfall but are less necessary and therefore less common in such regions.

The foregoing conditions apply to much of Syria, where the marls of the Senonian and of the Nummulitic outcrop. There are extensive foggaras around Selemye, Bab, Membidj, and well-known ones at Khanasser, Ermenaz (Harim), Azaz and at Cheik Hadid (Kurd Dag). There are also famous foggaras at Palmyra, while many of the springs of the Gouta of Damascus are really foggaras.

It is quite impossible to review the uncounted wells of Syria. The substitution of the centrifugal pump for the Persian wheel has resulted in innumerable irrigation wells being sunk during the past decade.

In the Hauran, boreholes have been sunk to provide domestic water for the past 30 years (Frolow 1939). During the 1939-45 War, many boreholes were drilled by the military in Syria (Paver, 1947). At present, work is still continuing on the drilling of boreholes for the domestic supply of villages. At the same time, irrigation boreholes are being sunk at an increasing rate, mainly in the Gouta of Damascus and in the Miocene aquifers of the Aleppo region. Over most of these regions, the total quantity which can be extracted annually without damaging the aquifers by over-pumping is not yet known; care will have to be taken to avoid over-development.

BIBLIOGRAPHY

No attempt is made to give a complete bibliography of publications bearing on the hydrogeology of Syria. M. L. Dubertret has published extensively on the geology and hydrogeology of the region; much of his, and of his colleagues work, will be found in the four volumes of «Notes et Memoires» published in Beyrouth between 1933 and 1948.

- ABD-EL-AL, Ibrahim (1952). *Statique et Dynamique des Eaux dans les Massifs Calcaires Libano-Syriens*.
- BAKER, N. E. & HENSON, F. R. S. (1952). Geological Conditions of Oil Occurrence in the Middle East Fields. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Vol. 36.
- DROUHIN, G. (1952). The Problem of Water Resources in North West Africa, *UNESCO Report No. NS/AZ/58*.
- DUBERTRET, L. (1933). L'Hydrologie et Aperçu sur l'Hydrographie de la Syrie et du Liban dans leur Relations avec la Geologie. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, Vol. VI, pp. 247-452.
- DUBERTRET, L. (1933). Le Djebel Bichri. *Notes et Memoires*, Vol. I.
- DUBERTRET, L. (1937). Le Eocene du Nord-Ouest de la Syrie; de la Syrie Meridionale et de la Palestine. *Notes et Memoires*, Vol. II, pp. 75-86.
- DUBERTRET, L. (1945). Aperçu de Geographie Physique sur le Liban, l'Anti-Liban et la Damascene. *Notes et Memoires*, Vol. IV, pp. 191-226.
- DUBERTRET, L. (1949). Feuille Geologique au 50.000 de Zebdani — Notice Explicative. *Ministry of Public Works, Damascus*.
- DUBERTRET, L. & VAUTRIN, H. (1937). Sur la Presence du Jurassique Marin dans la Région Plissé du Palmyréenne. *Cr. Som. Soc. Géol. Fr.*, pp. 135-136.
- FISH, W. B. (1945). Premières Notes sur la Météorologie de la Syrie et du Liban. *Notes et Memoires*, Vol. IV, pp. 91-144.

- FROLOW, V. (1932). Le Régime des Sels Dissous dans les Eaux Souterraines de la Région de Palmyre. *C. R. Ac. Sc.*, Tome 194, Paris.
- FROLOW, V. (1939). Sur les Eaux Souterraines du Hauran (Syrie). *C. R. Ac. Sc* Tome 208, pp. 1924-1926.
- GALLIHER, E. W. (1933). The Sulfur Cycle in Sediments. *Jour. Sed. Petrology*. Vol. III.
- HENSON, F. R. S. (1950). Cretaceous and Tertiary Reef Formations and Associated Sediments in the Middle East. *Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol.*, Vol. 34.
- KARATEKIN, N. (1953). Hydrological Research in the Middle East. UNESCO. 'Arid Zone Hydrology', 19 av. Kleber, Paris XVI.
- KELLER, A. (1933). Bibliographie Géologique et Géographique de la Syrie, du Liban et des Régions Limitrophes. *Rev. Géog. Phy. et Géol. Dyn.*, Vol. VI, pp. 453-512.
- LEES, G. M. & FALCON, N. L. (1952). The Geographical History of the Mesopotamian Plains. *Geog. Jour.*, Vol. CXVIII.
- MASLOUM, S. (1939). L'Afrine, Etude Hydrologique. *Rev. Géog. Phy. et Géol. Dynam.*
- MERCIER, J. (1952). Hydrogéologie de la Haute Mésopotamie Occidentale. Sec. VIII. *Proc. XIX Inter. Geol. Congress*, Alger, pp. 155-164.
- PAVER, G. L. (1947). Water Supply in the Middle East Campaigns-VII, Syria & Lebanon. *Water and Water Engineering*, Feb. 1947.
- PICKARD, L. (1943). Structure and Evolution of Palestine. *Annls. Geol. Dept. Hebrew Univ. Jerusalem*. Vol. 4.
- PICARD, L. (1952) Outline of Groundwater Geology in Arid Regions. Sec. VIII. *Proc. XIX Inter. Geol. Congress*, Alger, pp 117-136
- TEN DAM, A (1952). Relations du Crétacé et du Tertiaire dans la Tethys. Sect. XIII. *Proc. XIX Inter. Geol. Congress*, Alger.
- TROMP, S. W. (1949) Block-Folding Phenomena in the Middle East *Geol. en Mijnbouw* Vol. II.
- VAUTRIN, H. (1935). Le Problème de l'Eau dans le Désert Syrien. *Cong. Inter. Mines, Métal et Géol. Appliquées*. VII-Session, Paris 1935.
- VOUTE, C. (1953). Some Geological observations in the Ghab-area, (Northern Syria). *Proc. Kon. Ned. Ak. Wet.*, Amsterdam, Series B, 56, pp. 193-198.

LES EAUX SOUTERRAINES EN CALABRE ET EN LUCANIE

par

Ing. G. Battista GULLI

Sommaire

C'est surtout en Calabre que les eaux souterraines ont beaucoup d'importance pour ce qui concerne l'approvisionnement des eaux d'irrigation et aussi potables, en rapport aux couches alluvionnaires des cours d'eau à régime torrentiel qui sont à même de recueillir d'énormes quantités d'eau pendant la saison pluvieuse et les rendent à nouveau pendant la période de sécheresse.

On expose ci-après les résultats obtenus par un examen granulométrique des matériaux qui constituent les lits de certains cours d'eau dont le lit sous-fluvial est riche en eau, en remarquant que la masse de la couche alluvionnaire est dépourvue des éléments très menus (argile) et que, de plus, les grains de sable ayant une épaisseur de 0.25 à 4 mm., en constituent le matériel prédominant.

On reporte, de même les caractéristiques constructives et de régime de certaines prises d'eau souterraines, une du type à barrage total du lit souterrain et trois autres du type à galerie filtrante, en observant que les prises du type à barrage sont plus convenables en vue de la régularité des écoulements captés, ainsi que pour une plus complète exploitation des eaux accumulées sur la couche.

De même on calcule l'accumulation dans la couche alluvionnaire qui alimente le barrage souterrain sur le torrent Tuccio à Pont Jelasi, en notant qu'il convient de régler la distribution à partir de telles prises d'eau et cela dans le but de diminuer les écoulements captés pendant la période hivernale en les répandant, par contre, davantage pendant la période d'été, lorsque la requête en eau est plus sensible.

1) *Généralités.* Le problème de l'approvisionnement des eaux pour l'irrigation et pour les besoins en eau potable a beaucoup d'importance pour les régions de la Calabre et de la Lucanie, à cause de la pénurie des écoulements estivaux des cours d'eau et de l'insuffisance des sources.

Le régime des cours d'eau, à l'exception de ceux, vraiment peu nombreux, alimentés par de grandes sources intarissables (Agri, Sinni, Coscile, Lao) est étroitement lié au régime maritime des précipitations; aux pluies qui coulent à flots dans la période automne hiver et qui très souvent causent des crues désastreuses, s'opposent des afflux presque nuls dans la période mai-septembre, ayant comme conséquence une sensible diminution des débits des cours d'eau dans la période envisagée, débits qui deviennent tout à fait nuls pour beaucoup d'entre eux.

Il faudrait disposer de réservoirs capables et coûteux pour apporter un certain équilibre saisonnier, ce qu'on est déjà en train de faire pour quelques cours d'eau.

Ces réservoirs contribueront sensiblement à améliorer les irrigations en Lucanie, en augmentant les avantages des écoulements régularisés avec les lacs Silani qui fonctionnent déjà, depuis quelque temps en Calabre, mais il est évident que ce problème subsistera encore pour un très grand nombre d'autres régions.

La structure géologique de la région, essentiellement et en grande partie imperméable à cause des granits, gneiss et argiles, dont elle est formée, agit aussi dans un sens négatif, parce qu'en défaut des masses perméables les ressources en eaux de source sont très limitées, vu que seulement sur les zones calcaires perméables peu étendues (Pollino, Sirino) l'on rencontre d'abondantes manifestations.

Les températures estivales vraiment élevées — dans la période juillet-août pour plusieurs jours et dans beaucoup de zones on dépasse 35° de maximum absolu — provoquent une évaporation intense, qui dessèche fortement les terrains et rend plus lourde encore la situation.

C'est pour cette raison que l'on a tâché d'avoir recours aux eaux souterraines, c'est à dire aux nappes artésiennes, phréatiques et sous-fluviales pour suppléer aux besoins plus pressants, du moins où cela était possible.

Dans les plaines de Gioia Tauro et Sibari on a troué plusieurs puits artésiens pour l'irrigation et aussi pour obtenir de l'eau potable; par exemple près de Taurianova il y a un puits qui alimente partiellement l'approvisionnement en eau de cette ville, mais dans l'ensemble les puits ont apporté au problème une contribution vraiment modeste, étant donnés les petits débits obtenus.

Les eaux phréatiques, qui se trouvent dans toutes les plaines de la région, sont épuisées surtout dans la province de Reggio Calabria le long de la bande côtière qui s'étend de l'extrême bord sud-ouest de la Calabre entre les torrents Zagarella et Oliveto et dans la zone de Metaponto; cependant les frais d'exploitations très élevés des aménagements de pompage font considérer comme peu économiques les puits en question qui, d'un autre côté, donnent des débits plutôt bas en raison du débit limité des nappes aquifères.

A présent l'on commence à apprécier à sa juste valeur l'importance des eaux souterraines qui, grâce à leur abondance, aux frais d'exploitation vraiment modérés ainsi qu'au prix modeste des installations de captage représentent une ressource qui peut apporter une contribution sensible au problème des eaux de la région.

2) — Les eaux souterraines se rencontrent dans la couche alluvionnaire des lits de ces cours d'eaux, généralement à régime torrentiel, qui débordent sur leurs propres dépôts d'alluvions.

La différente perméabilité entre le banc d'alluvions — connu sous le nom de couche alluvionnaire — et les roches qui forment la vallée traversée par le cours d'eau qui y a effectué des dépôts, crée les conditions nécessaires à l'existence d'une remarquable nappe sous-fluviale.

Il faut donc à cet effet que le bassin du cours d'eau où du moins la plus grande partie de celui-ci se trouve dans une zone imperméable — gneiss, granits, conglomérats compacts — de façon à créer la possibilité de coexistence d'un bassin imperméable et d'une couche à perméabilité élevée.

Un cours d'eau descendant sur des roches argileuses aurait peu de probabilité de posséder une bonne couche alluvionnaire avec une perméabilité satisfaisante, justement à cause des argiles qui produisaient un engorgement délétère des espaces élémentaires entre les grains de sable et par conséquent une diminution de perméabilité.

Le lit avec sa couche représente donc un réservoir naturel, aggrandi fort souvent et aussi avantageusement par les nombreuses veines de la vallée, qui, saturé par l'eau des crues d'automne et d'hiver, est à même d'alimenter des galeries de drainage dans la période où les écoulements superficiels sont nuls ou presque nuls.

Le matériel qui constitue la couche alluvionnaire dérive de la désagrégation des roches du bassin et est déposé par le cours d'eau dans les zones d'expansion tout près de la sortie du bassin montagneux. Dans les cours d'eau à régime torrentiel de la Calabre on n'aperçoit presque jamais la partie comprise entre la zone montagneuse et le cône de déjection; le plus souvent ce dernier commence immédiatement en aval du bassin montagneux créant des zones d'expansion avec de formidables banes de dépôts.

A la sortie du bassin montagneux la pente du lit diminue brusquement en se maintenant toutefois sur de tels banes à des valeurs très élevées, de 2 à 5 %. Ces fortes pentes simplifient considérablement le problème de la captation; au moyen de galeries de longueur relativement limitée on peut amener à jour l'eau captée à une cote sensiblement supérieure au niveau de la mer, ce qui permet de construire de vastes canaux pour l'irrigation qu'on peut utiliser aussi, dans des conditions toutes spéciales, pour la production d'énergie électrique.

L'importante pente à la surface des couches alluvionnairee, tout en ayant une importance pratique en ce qui concerne la captation des eaux, accomplit d'autre part une tâche particulière pour le régime des nappes souterraines.

On a observé qu'en général la nappe maintient sa surface parallèle au plan incliné du lit; on dispose, donc, d'une pente motrice qui alimente le mouvement de l'eau vers l'aval et c'est pour cette raison qu'un système de drainage plongé dans une nappe sous-fluviale est alimenté non seulement par le mouvement de l'eau dû à la dépression à l'embouchure du drain, mais aussi au mouvement spontané de l'eau dû à la pente motrice en question.

Voilà une caractéristique saillante des nappes sous-fluviales par rapport aux nappes phréatiques poussées par des vitesses bien plus réduites.

Le mouvement spontané de la nappe sous-fluviale devient évident dans la période d'été par la disparition de l'écoulement superficiel du torrent et son successif affleurement plus en aval. Cet affleurement de l'eau il faut l'attribuer ou à un étranglement du lit, ou bien à un gradin dans la masse de la couche alluvionnaire ou, tout court, à la diminution de la perméabilité de la couche due à un affluent qui a effectué des dépôts moins perméables.

Le coefficient de filtration qui mesure la perméabilité de la couche est en fonction des vides élémentaires présents dans la masse alluvionnaire incohérente et il est vrai-

ment important de connaître ce coefficient qui marque la possibilité réservée à un courant souterrain déterminé.

D'un autre côté les vides élémentaires dépendent non seulement de l'épaisseur des grains, mais aussi de leur disposition mutuelle, liée, à son tour, à la vitesse de sédimentation du dépôt et à la pression exercée par les couches supérieures du matériel. Par conséquent, le coefficient de filtration à une valeur variable d'un point à l'autre et d'une couche à l'autre et c'est pour cette raison qu'on ne peut pas calculer le dit coefficient en ayant recours à des recherches de laboratoire sur des échantillons prélevés, dans lesquels l'ordre naturel des matériaux a changé; il faudrait alors s'aider de recherches sur place, conforme à la recherche typique conseillée par Puppini.

S'il n'est pas possible de connaître le coefficient de filtration, néanmoins à l'aide de la granulométrie des échantillons nous serons à même d'exercer une recherche sur un des facteurs plus importants, c'est à dire, sur l'épaisseur des grains.

Dans cette acception on a effectué des recherches sur la composition granulométrique des matériaux qui constituent certaines couches alluvionnaires dans la région Calabro-Lucane.

3) *Granulométrie.* En observant superficiellement n'importe quel lit de torrent, l'on remarque un amas de matériaux des dimensions très variables, qui vont des gros matériaux jusqu'aux sables plus menus.

A vue d'œil il semblerait impossible de tirer quelque chose de rationnel d'un tel échantillon. Toutefois, en dirigeant les recherches dans un sens favorable on a atteint des résultats assez intéressants.

Tout d'abord il faut observer que pour ce qui a rapport à la perméabilité, les grands rochers et en général les matériaux très grossiers, jouent un rôle bien peu important, parce que habituellement ils sont noyés dans une masse de matériaux menus beaucoup plus nombreux (on a calculé que les pierres assimilés dans une sphère ayant plus de 20 cm. de diamètre occupe un volume qui ne dépasse par de 10 à 20% du total) et donc, c'est l'ensemble des matériaux menus qui influe d'une manière décisive sur le coefficient de filtration.

Par conséquent on a borné la recherche granulométrique aux matériaux assimilés dans des sphères ayant un diamètre inférieur à 20 cm., en criblant les échantillons à travers des tamis à mailles carrées avec des côtés décroissants progressivement jusqu'à la valeur la plus petite avec mailles ayant 0.25 mm. de côté.

Le prélèvement des échantillons a été effectué comme suit : pour chaque localité considérée on a effectué plusieurs prélèvements à la surface et en profondeur; ensuite on a fait la moyenne des résultats obtenus pour chaque échantillon et cela afin d'obtenir des valeurs moyennes.

On a adopté une série de cribles à mailles carrées ayant les dimensions suivantes: en mm. 200 - 100 - 40 - 10 - 3,85 - 2 - 1,3 - 0,6 - 0,4 - 0,25

TABLEAU 1
Pourcentage des quantités passées aux cribles

Cours d'eau et localité	Côté mailles carrées en mm.									
	200	100	40	10	3.85	2	1,3	0,6	0.40	0.25.
1) Sinni Chiaromonte	100	95	76	51	35	29	25	15	5	1
Sinni Valsinni		100	89	76	54	48	44	28	17	2
Sinni Novasiri		100	84	72	58	54	52	43	22	1
2) Corace Grascio		100	75	64	43	32	26	13	7	2
Corace Foce		100	75	70	46	38	33	19	7	1
3) Torbido Zinni	100	99	78	62	43	32	25	13	6	2
Torbido Foce		100	88	77	57	44	36	20	10	1
4) Novito Oliveto	100	79	67	54	35	26	17	9	5	1
5) Careri Anconi	100	96	87	66	48	38	30	13	8	3
6) Melito P. Jelasi	100	83	79	64	42	32	26	15	10	4
Melito Foce		100	85	72	46	32	24	13	7	2

Les échantillons ayant un poids de 50-100 kg. chacun, après avoir subi un dessèchement convenable, c'est à dire lorsque la poussière très fine se séparait des sables à l'aide d'une très légère ventilation, ont été criblés à partir du crible plus grand et suivant la série décroissante; le matériel qui passait dans chaque crible était pesé.

En rapportant chaque poids au total de chaque échantillon, on a obtenu les pourcentages des quantités passées dans les différents cribles; ensuite on calculait à propos les moyennes de tels pourcentages obtenant de cette façon les moyennes se référant à chaque localité, moyennes qui ont été résumées dans le tableau précédent.

Il faut noter que le matériel très menu d'un diamètre au-dessous de 0.25 mm. s'y trouve dans un pourcentage minimum qui varie entre 1 et 4 %; les grains de sable d'une épaisseur de 0.25 jusqu'à 4 mm. avec un pourcentage d'environ 40 % représentent la quantité la plus élevée; le gravier de 4 à 50 mm. avec son 15 % dénonce un pourcentage moyen et les cailloux de 50-200 mm. s'y trouvent dans une mesure variable, mais qui, en général, ne dépasse pas 20 %. Tout en considérant que de telles caractéristiques sont communes aux couches alluvionnaires où fonctionnent, à merveille, les installations des prises sous le lit du cours d'eau, on peut affirmer qu'une telle moyenne granulométrique représente l'index d'un bon coefficient de filtration.

En ce qui concerne la variété des dimensions des matériaux en passant d'amont en aval, on note en général une faible diminution de l'épaisseur des matériaux de l'ordre de 5-10 %, ce qui dénote que la perméabilité moyenne ne devrait pas changer beaucoup dans le sens longitudinal de la couche alluvionnaire.

4) *Caractéristiques constructives et caractéristiques de régime de certaines prises d'eau sous-fluviales.* On pense que le régime des eaux soutirées d'un lit sous-fluvial dépend non seulement des caractéristiques de la couche alluvionnaire et des caractéristiques constructives de l'ouvrage de soutirage, mais aussi du régime hydrologique du cours d'eau en question. En effet il semble à la portée de tout le monde qu'on devrait rencontrer des disparités remarquables selon que le cours d'eau ait un caractère de pérennité remarquable, ou bien un caractère torrentiel avec des sécheresses fortement accentuées et des débits pratiquement nuls pendant de longues périodes. Dans le premier cas le débit d'une prise d'eau sous-fluviale bien déterminée ne devrait pas subir de variations remarquables pendant les différentes périodes de l'année; dans le deuxième cas, au contraire, ces variations devraient être plus sensibles et plus étroitement liées au pouvoir d'emmagasinage exercé par la couche alluvionnaire. En d'autres termes, il semble honnête d'affirmer que, tandis que le lit sous-fluvial d'un cours d'eau d'une pérennité remarquable est toujours alimenté par des eaux s'écoulant à la surface (maintenant à peu près inaltérées ses possibilités de distribution), le lit souterrain d'un torrent ayant des débits nuls en période d'étiage lorsque les écoulements superficiels feront défaut, ne recevra plus aucun apport extérieur et ses possibilités de distribution dépendront exclusivement du volume en eau déjà emmagasiné.

Il faudrait étudier soigneusement les deux cas sus-envisagés, mais nous avons examiné seulement le deuxième, car dans la région il n'existe pas des prises d'eau sous-fluviales qui concernent les cours d'eau permanents. On a donc effectué une recherche au sujet de la conduite des plus importantes prises d'eau sous-fluviales en relation avec leurs caractéristiques constructives et leur situation par rapport aux lits, en faisant des relevés du régime des écoulements au moyen d'une série étendue de mesures périodiques des débits en exerçant des relèvements des hauteurs hydro-métriques aux sections appropriées des canaux des eaux dérivées et des relèvements des niveaux de la nappe du lit souterrain.

Les différents types de prises du lit souterrain peuvent être groupés en deux catégories fondamentales :

a) avec barrage transversal étendu à toute la couche alluvionnaire perméable;
b) avec une simple galerie de drainage. Dans cette dernière catégorie on peut distinguer encore deux modes par rapport à la direction de la galerie relativement au courant fluvial, c'est à dire avec conduite parallèle ou bien transversale :

a) Prise d'eau avec barrage sous le lit du cours d'eau. Ce type de prise d'eau est réalisé par la construction d'un diaphragme transversal au cours d'eau, étendu le long du lit, posé sur les bords et placé sur la roche imperméable à la base de la couche alluvionnaire, diaphragme qui devrait barrer complètement la nappe aquifère en empêchant son écoulement souterrain vers l'aval. Le soutirage a lieu à l'aide d'une galerie filtrante tirée directement du diaphragme même près de son plan de fondation. L'eau ainsi captée vient à la surface par une galerie de dérivation placée de côté du lit. Les conditions propices à l'installation d'une telle prise se rencontrent lorsque le lit

présente un resserrement évident dominé par de vastes veines à même de retenir de remarquables quantités d'eau souterraine. La présence du barrage sus-cuvigé cause un débordement de la nappe du lit souterrain et augmente, par conséquent, d'une façon sensible le pouvoir d'emmagasiner de la couche alluvionnaire.

b) Prise avec galerie filtrante — Dans ce type, l'ouvrage de la prise est constitué par un fragment de galerie en maçonnerie situé dans la couche alluvionnaire à une profondeur convenable au-dessous de la surface du lit avec parois à fenêtres et voûte et plate-forme imperméables. Comme on l'a déjà dit la galerie de captage des eaux peut être disposée transversalement où bien parallèlement à l'axe fluvial. Dans les deux cas la construction de l'installation se fait, en général, en commençant le creux de la galerie d'adduction à la cote de campagne, avec avancement dans une direction convergente à l'axe fluvial, de façon que, par effet d'une pente inférieure de la surface de la plate-forme par rapport à la surface de la campagne, la même galerie en avançant de l'aval en amont, s'enfonce dans la couche alluvionnaire jusqu'à atteindre la profondeur voulue au-dessous de la surface du lit. Dans le premier cas, cette profondeur étant atteinte, le creux se poursuit transversalement au cours d'eau, obtenant de cette façon une galerie de captage qui présente le long de son étendue une couche filtrante d'une hauteur à peu près constante; dans le deuxième cas, au contraire, donnant à la galerie une direction à peu près parallèle au cours d'eau, sa profondeur pourra continuer à augmenter encore créant ainsi une galerie de captage avec une couche filtrante de hauteur croissante de l'aval vers l'amont.

En effet, aussi une bonne partie de la galerie d'adduction se révèle filtrante, puisque en général, la nappe d'eau souterraine, au moins dans sa phase de niveau maximum, se rencontre légèrement au-dessous de la surface de la campagne.

Aux types de prises avec barrage au-dessous du lit appartiennent deux importants ouvrages réalisés dans la province de Reggio Calabria sur les torrents Careri et Tuccio (appelé aussi Fiumara di Melito). Le barrage sur le torrent Careri au défilé d'Anconi, a été construit en 1953 dans le but d'approvisionner en eau d'irrigation un vaste territoire dans la basse vallée de Careri : le barrage même à une longueur de m. 240 et une profondeur de m. 10 à partir de la surface du lit jusqu'au fond imperméable; il a été réalisé au moyen d'une série de caissons pneumatiques en béton armé immergés l'un à côté de l'autre; ensuite ils ont été soudés aux jointures et unis, sur le fond, à l'aide d'une galerie de drainage. La date de la construction étant bien récente on ne possède pas encore les mesures relatives du débit dérivé.

L'autre ouvrage de type analogue a été construit en 1934 sur le Torrent Tuccio à la cote 380 en localité Ponte Jelasi et destiné à l'alimentation intégrative de l'aqueduc de la ville de Reggio Calabria encore en construction.

Cet ouvrage se compose d'un diaphragme en béton dont la crête est d'une longueur d'env. 100 m. et d'une hauteur maximum de m. 14,40 posé sur le fond imperméable. La galerie de captage des eaux est tirée de la masse du barrage et communique avec le matériel graveleux en amont à l'aide d'ouvertures remplies de pierres. Le bassin versant à la section intéressée (33,6 km²) termine au sud du massif d'Aspromonte et commence sur les bords du Montalto à la cote 1680. Il est presque entièrement imperméable (96 %) se composant de gneiss, de schistes amphybolitiques et de micaschistes dans sa partie la plus élevée et de phyllades dans sa partie moyenne, tandis que les surfaces perméables dues à des formations de gravier et de sable du quaternaire, que l'on peut relever dans la partie la plus basse du bassin, ont une étendue vraiment modeste.

Le bassin versant est de 33,6 km². La surface de la couche alluvionnaire peut être évaluée à 1,3 km² et s'étend avec une largeur variable jusqu'à 3 km. env. en amont de la section de prise.

Du type de prise d'eau avec galerie filtrante transversale à l'axe fluvial on a repéré un seul ouvrage construit sur le Torrent Novito (appelé aussi Fiumara di Siderno) à la cote 40 dans la localité Oliveto (province de Reggio Calabria) et destinée à l'irrigation. La galerie sous-fluviale a une disposition planimétrique légèrement oblique, par rapport à la normale, à l'axe de la rivière; elle a une longueur de m. 85 env. et elle est construite en maçonnerie de briques avec des ouvertures appropriées sur le parement en amont. La profondeur de la plate-forme, par rapport à la surface du lit est de m. 7 env. La galerie ne s'étend pas d'un bord à l'autre parce qu'elle aurait dû atteindre une longueur de m. 125, mais elle est restée inachevée à la suite de certaines difficultés financières.

Le bassin versant sur la section en question à une surface de 51,3 km² et s'étend, d'une forme allongée à l'est de la ligne dorsale calabraise. Sa cote maximum est de

910 m. Pour une quote-part d'env. 60 % elle peut être considérée comme formée par des formations imperméables (phyllades, granits, argiles et marnes de l'éocène moyen) et pour le reste de formations à perméabilités différentes (calcaires du jurassique, arénaires du miocène, sables jaunes fossiliphères du pliocène et terrains du quaternaire à grande perméabilité).

L'étendue de la surface apparente de la couche alluvionnaire peut s'évaluer à 0,75 km² env., avec une longueur de 3,0 km. env. Cependant si l'on considère que les bandes latérales du lit en amont de la prise sont constituées par les mêmes formations alluvionnaires, bien que recouvertes par une couche végétale, on peut estimer que la zone touchée par la circulation d'eau sous-fluviale atteint une surface de 1,0 km² env.

Au type de prise avec galerie filtrante parallèle à l'axe fluvial on peut assimiler deux ouvrages : un sur le torrent Tuccio (appelé aussi Fiumara di Melito) dans la localité Musoponiti, et l'autre sur le torrent Torbido dans la localité Zinni.

La prise d'eau sur le torrent Tuccio fut exécutée en 1930 pour des fins d'irrigation et aussi pour l'approvisionnement en eau de la ville de Melito P. S. ; elle est formée par une galerie filtrante parallèle à l'axe fluvial d'une longueur de m. 235 env. L'épaisseur de la couche alluvionnaire, mesurée depuis le plan du lit jusqu'au plan du seuil de la galerie, varie entre m. 11,60 et m. 5,60 env. en allant d'amont en aval.

La galerie est construite avec voûte et pieds-droits en petits blocs de béton cimenté sur une plate-forme en béton ; elle est filtrante sur les deux pieds-droits à travers des fissures appropriées obtenues en disposant les petits blocs convenablement séparés sur des assises alternées.

Cette prise retombe sur le même cours d'eau que celui du barrage du Ponte Jelasi envisagé ci-dessus et se trouve à 3 km. environ plus en aval par rapport à un espace fluvial auquel appartient une surface imbrifuge totale de 67,9 km².

Au sujet des caractéristiques géomorphologiques du bassin on peut se référer à ce qu'on a déjà dit à l'égard de la prise d'eau de Ponte Jelasi.

En ce qui concerne l'alimentation du lit souterrain, il faut préciser qu'on ne peut pas faire une distinction nette entre la partie se rapportant à la dérivation en amont (Ponte Jelasi) et celle qui concerne la prise en aval (Musoponiti), car les eaux captées à l'aide du même barrage reviennent au lit, étant donné l'état encore incomplet des ouvrages de dérivation ; et c'est ainsi qu'on peut estimer que tout le bassin versant du Tuccio et toute la couche alluvienne en amont de la prise d'eau de Musoponiti concourent à son alimentation ; on déduit aussi que le premier est de 67,9 km² et le second de 2,8 km² env., y compris les valeurs déjà indiquées pour la prise d'eau de Ponte Jelasi.

La prise d'eau sur le torrent Torbido est considérée comme faisant partie des prises avec galerie parallèle à l'axe fluvial donné que, dans l'état actuel elle est encore en construction ; seulement pour la partie en dehors du lit elle est considérée efficiente et elle fonctionne en tant que galerie filtrante longitudinale. La construction achevée, elle sera constituée par une galerie initiale d'approche creusée dans la zone à côté du bord gauche, avec une direction formant un angle de 30° env. avec l'axe fluvial, d'une longueur de 580 m. et ensuite par la galerie souterraine proprement dite, ayant une direction légèrement oblique par rapport à la section transversale du cours d'eau et d'une longueur de 190 m. env.

La construction a commencé au mois de novembre 1947 et à la date de la suspension des travaux (qui ne furent jamais repris), c'est à dire le 1^{er} novembre 1951 elle paraît achevée sur m. 613 dont m. 248 utilisés pour le canal de conduite en galerie et m. 365 pour la galerie filtrante d'approche.

La partie filtrante est constituée par une plate-forme, un pied-droit et une voûte en béton de ciment avec des ouvertures sur les pied-droits remplies par des pierres à sec. Le long des pieds-droits et à l'extérieur de la galerie on a interposé une couche de pierres d'une épaisseur de 30 cm. et d'une hauteur qui va de la surface de la banquette à la surface de la position de la voûte de couverture.

La construction est réalisée par l'excavation d'une tranchée de profondeur peu à peu croissante tout en avançant d'aval en amont.

Le bassin versant principal à une étendue de 77,1 km² et se présente sous une forme d'éventail élargi vers la partie supérieure ; il est formé par la conjonction du bassin du torrent Torbido proprement dit avec ceux de ses affluents principaux Chiaro et Neblà, dont les axes convergent légèrement en amont de la localité de la prise d'eau.

La surface envisagée s'étend pour 27 % env. entre les cotes 1200 et 900 et pour 36 % entre les cotes 900 et 600.

Les formations géologiques dominantes sont les formations imperméables de granits et schistes luisants (phyllades) avec une étendue égale à 68 % de tout le bassin, tandis que le restant 32 % présente une perméabilité inégale tout en appar-

tenant aux sables tendres et aux conglomérats de cailloux cristallins du miocène ainsi qu'aux conglomérats irréguliers et aux sables fossilifères du pliocène.

L'étendue en surface de la couche alluvionnaire, rapportée à la zone occupée par le lit, est de 1,0 km² env. avec une largeur variable de 100 à 200 m., une longueur de 7 km. env. et une largeur supplémentaire de 50 à 100 m. pour env. 6 km. encore. Cependant cette surface ne constitue pas toute l'étendue de la nappe souterraine, car aussi les plates bandes situées aux côtés du cours d'eau doivent être considérées de la même nature alluvionnaire et, par conséquent, elles concourent à la constitution de la couche filtrante. En attribuant à ces bandes une surface de 0,6 km² env., on peut évaluer approximativement à 1,6 km² l'aire de la surface totale occupée par la couche alluvionnaire à même d'alimenter la prise d'eau sous examen.

Suivant les relevements du débit effectués par rapport aux différentes prises sous observation, on a élaboré les diagrammes des débits reproduits dans les figures ci-jointes (fig. 1-2-3 et 4). Sur les mêmes graphiques on a reporté les hauteurs mensuelles des précipitations enregistrées par les stations pluviométriques convenablement situées dans les bassins versants en question. En outre, le tableau ci-annexé montre les valeurs obtenues à l'aide des écoulements annuels dérivés et celles relatives à l'apport météorique, ainsi que les rapports y correspondants.

De ces diagrammes on relève tout d'abord que la courbe des débits présente, en général, des maximums dans le bimestre février-mars et des minimums dans le bimestre septembre-octobre. Ces valeurs extrêmes de débit (maximum où minimum) dans les localités où le contrôle a été effectué (prise d'eau sur le torrent Tuccio à Ponte Jelasi et prise d'eau sur le torrent Torbido à Zinni) ont lieu respectivement par rapport aux débits maximum et minimum de la nappe sous-fluviale, comme il minimums était à prévoir.

En examinant la conduite de chaque prise, on note des différences bien nettes liées aux modalités constructives des mêmes prises.

Bien qu'il ne soit pas possible d'en tirer des règles à caractère général, à cause du nombre vraiment limité des dérivations sous examen, un élément digne d'être mentionné et aussi considéré est représenté par l'allure des diagrammes des débits relevés sur les deux prises existantes sur le même torrent Tuccio, dans les deux localités de Ponte Jelasi et de Musoponiti; la première a été réalisée avec le barrage transversal et la seconde avec une galerie longitudinale. En effet, on observe une différence assez nette, tant dans la forme que dans les oscillations des dits diagrammes par rapport aux deux prises d'eau. L'enregistrement fait à Ponte Jelasi présente une pointe maximum de 420 l/sec contre une pointe maximum de 547 l/sec enregistrée à Musoponiti, tandis que les débits minimums y correspondants ont été respectivement de 135 l/sec et de 66 l/sec. On note, donc, que les débits maximums de la galerie longitudinale sont toujours supérieurs à ceux du barrage, tandis que pour les débits minimums le contraire se produit.

Il faut observer encore que l'écoulement annuel par rapport à la prise d'eau de Ponte Jelasi est plus important que celui qui fait partie de Musoponiti, en dépit du fait qu'à ce dernier appartient une partie plus imposante du bassin versant et de la couche alluvionnaire d'alimentation, ainsi qu'une longueur plus sensible de la galerie filtrante.

Tout ceci serait à même de démontrer qu'une plus nette régularité de fonctionnement et un meilleur rendement distinguent les prises d'eau avec barrage transversal de celles obtenues avec galeries filtrantes à orientation parallèle à l'axe du lit fluvial.

Il semble que des considérations à peu près analogues peuvent ressortir de l'examen des diagrammes des débits des trois autres prises d'eau examinées, en ce qui concerne la conduite des galeries filtrantes transversales, même si elles ont été obtenues sans barrage, par rapport à la conduite des galeries filtrantes longitudinales. En effet on peut noter que les oscillations annuelles concernant la prise d'eau de Oliveto sur le torrent Novito (galerie transversale) soient sensiblement plus modestes que celle concernant la prise d'eau sur le torrent Torbido, avec galerie longitudinale.

Il faut préciser qu'en ce qui concerne la conduite de cette dernière galerie, les marches des débits se référant aux différentes années considérées, du moins jusqu'en 1951, ne peuvent pas être comparées l'une à l'autre; il faut rappeler aussi que la succession des débits se rapporte à des tronçons de galeries toujours plus longs, en connexion avec l'avancement des travaux, comme indiqué dans le diagramme.

Par contre les données concernant les années 1952 et 1953 sont à même d'être comparées, car pendant ces deux ans les travaux furent suspendus et en conséquence

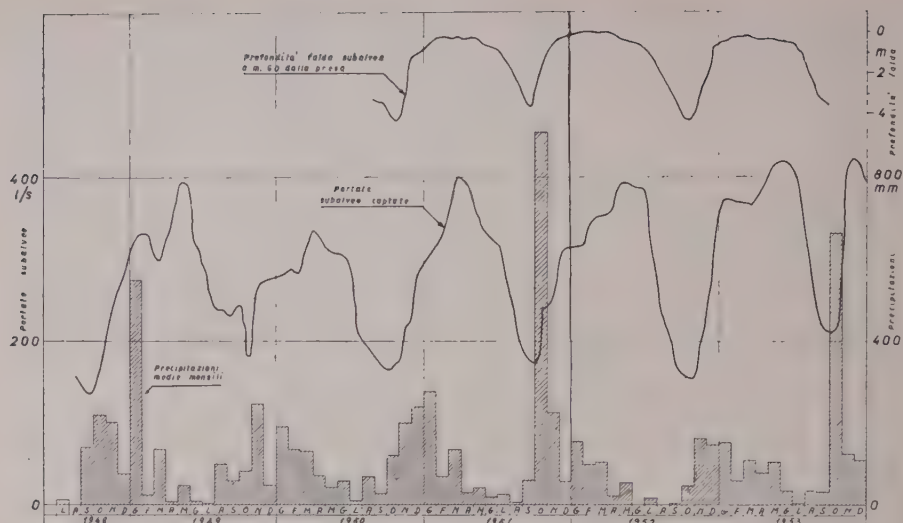


Fig. 1 - Prise d'eau sur le T. Tuccio à Ponte Jelasi

Fig. 1
Prise d'eau sur le T. Tuccio à Ponte Jelasi.

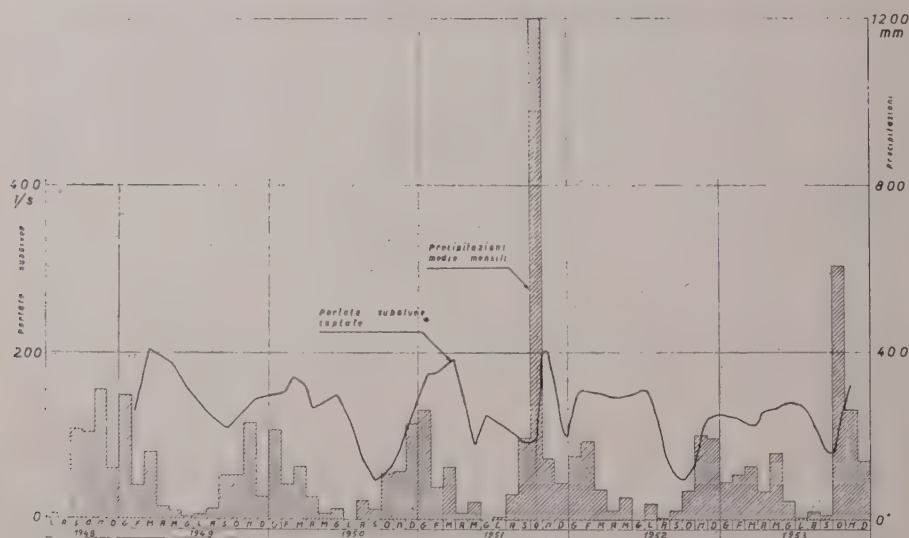


Fig. 2 - Prise d'eau sur le T. Novito à Oliveto.

Fig. 2
Prise d'eau sur le T. Novito à Oliveto.

la longueur de captage restait constante. Pour cet ouvrage on a envisagé les données relatives à la période septembre 1950 - août 1951 avec une longueur de captage de m. 318, ainsi que les données successives avec une longueur de captage de m. 365. L'effet de la plus grande longueur de captage s'exprime par un débit moyen sensiblement plus élevé capté de 1951 à 1953 malgré que dans la période hydrologique 1952-1953 il se vérifia un apport météorique inférieur aux précédents.

La régularité plus sensible des prises d'eau avec galerie transversale par rapport à celles avec galerie longitudinale peut être justifiée, du moins à l'égard des ouvrages considérés, par le fait que, tandis que les premières prises se trouvent à une profon-

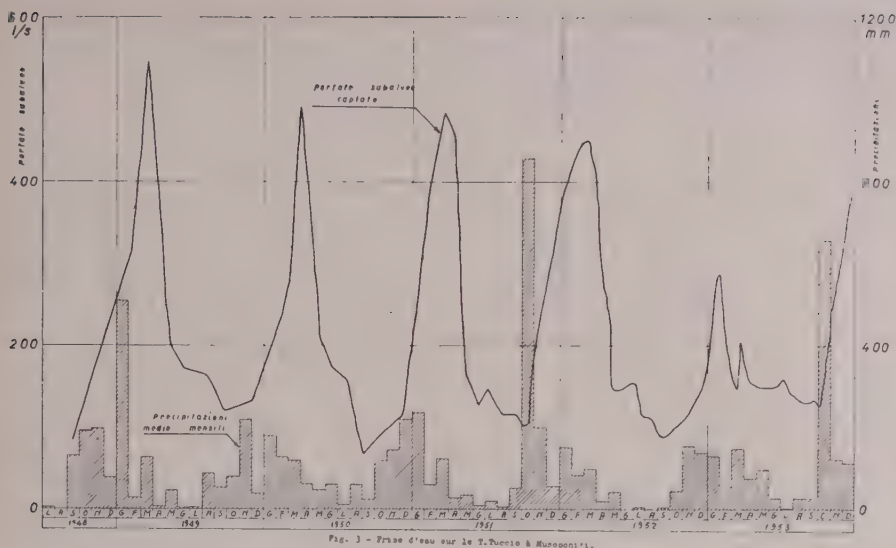


Fig. 3 - Prise d'eau sur le T. Tuccio à Musoponti.

Fig. 3
Prise d'eau sur le T. Tuccio à Musoponti

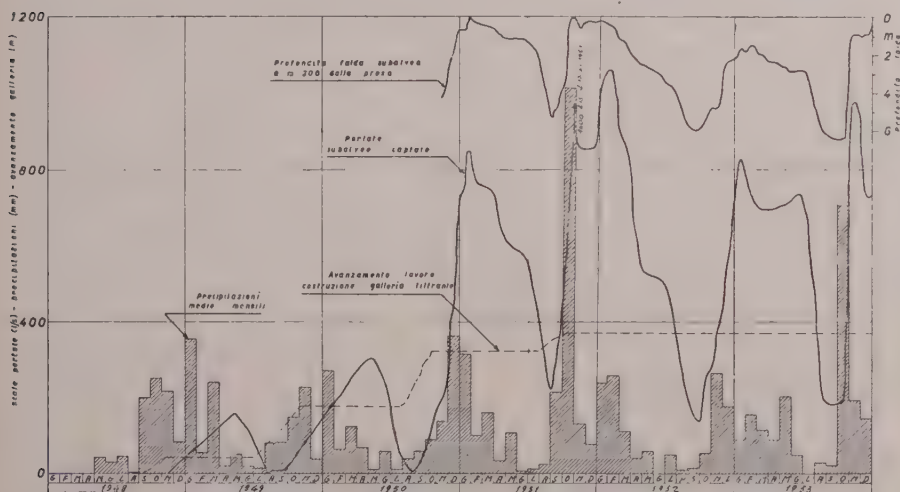


Fig. 4 - Prise d'eau sur le T. Torbido à Zinni.

Fig. 4
Prise d'eau sur le T. Torbido à Zinni.

deur à peu près constante par rapport au plan du lit étant alimentées pour toute leur longueur sous une charge toujours constante avec une cote de niveau sous-fluvial qui que ce soit, les secondes prises, par contre, se trouvent à des profondeurs décroissantes par degrés d'amont en aval, fonctionnant en conséquence sous une charge à peu près constante sur toute leur longueur dans les périodes de saturation totale de la couche filtrante et sous une charge variable dans les périodes de sécheresse.

Dans ce dernier cas, au contraire, il pourra se vérifier qu'en décroissant peu à peu le niveau d'eau du lit sous-fluvial, diminue la longueur de la galerie effectivement captée dans une mesure qui correspond aux traits de la vallée qui, à la suite d'une

telle décroissance, tomberont dans des zones de couche alluvionnaire dépourvue d'eau.

Dans le tableau ci-dessous on a résumé les principales données concernant les prises d'eau examinées, complétées par les valeurs des apports météoriques annuels rapportées à chaque bassin principal

TABLEAU 2

Dénomination	Année hydrologique	Afflux météor. $\times 10^6 \text{ m}^3$ A	Débits souterrains captés			Ecoulement du lit souterrain capté $\times 10^6 \text{ m}^3$ B	Rapp. B/A
			Q max. l/sec	Q min. l/sec	Q moy. l/sec		
Tuccio à P. Jelasi	48-49	47,2	394	135	287	9,05	0,19
Bassin 33,6 km ²	49-50	39,2	333	180	255	8,04	0,21
Barrage transversal d'une	50-51	41,9	399	165	283	8,92	0,21
longueur de	51-52	57,8	391	172	273	8,62	0,15
100 m.	52-53	30,2	420	156	322	10,15	0,34
						(moy.) = 0,22	
Novito à Oliveto	49-50	54,3	173	111	133	4,19	0,08
Bassin km ² 51,3	50-51	50,9	192	47	122	3,85	0,07
Galerie transversale d'une	51-52	115,0	202	98	145	4,56	0,04
longueur de	52-53	40,6	139	47	109	3,44	0,08
85 m.						(moy.) = 0,07	
Torrent Tuccio	48-49	90,5	547	81	242	7,63	0,08
à Musoponiti	49-50	71,2	490	120	200	6,31	0,09
Bassin km ² 67,9	50-51	70,7	482	66	212	6,69	0,09
Galerie longitudinale d'une	51-52	106,0	439	104	240	7,56	0,07
longueur de	52-53	64,0	288	90	157	4,95	0,08
m. 235						(moy.) = 0,08	
Torrent Torbido à Zinni *	50-51	112,5	770	?	486	15,33	0,14
Galerie assimilable au type	51-52	163,0	1600	296	680	21,42	0,13
longitudinal **							
Bassin km ² 77,16	52-53	99,2	824	141	550	17,35	0,17
						(moy.) = 0,15	

* longueur de captage m. 318.

** longueur de captage m. 365.

On a jugé utile de comparer les valeurs d'écoulement annuels dérivés avec celles des apports météoriques, en recherchant leurs rapports respectifs.

Ces rapports dénoncent une certaine stabilité enregistrée pour chaque année et pour chaque dérivation et ils peuvent, en un certain sens, en caractériser le rendement qui pour les prises avec barrage se montre bien supérieur à celui des galeries filitrantes.

5) *Possibilité de modulation du débit dérivé avec barrage transversal.* — Comme on l'a dit plus haut, l'ouvrage de prise d'eau souterrain sur le torrent Tuccio à Pont Jelasi réalise d'une façon pratiquement complète le barrage du courant souterrain dans la couche alluvionnaire, de sorte que la masse d'eau emmagasinée en amont de la traverse dans les cavités élémentaires situées entre les différents grains des matériaux peut être assimilée à celle contenue dans un remplissage normal à niveau libre.

On contrôlera maintenant cette image physique et l'on saura comme moduler la distribution à partir de la prise afin d'augmenter les débits pendant la période d'été, lorsque le besoin en eau est plus pressant.

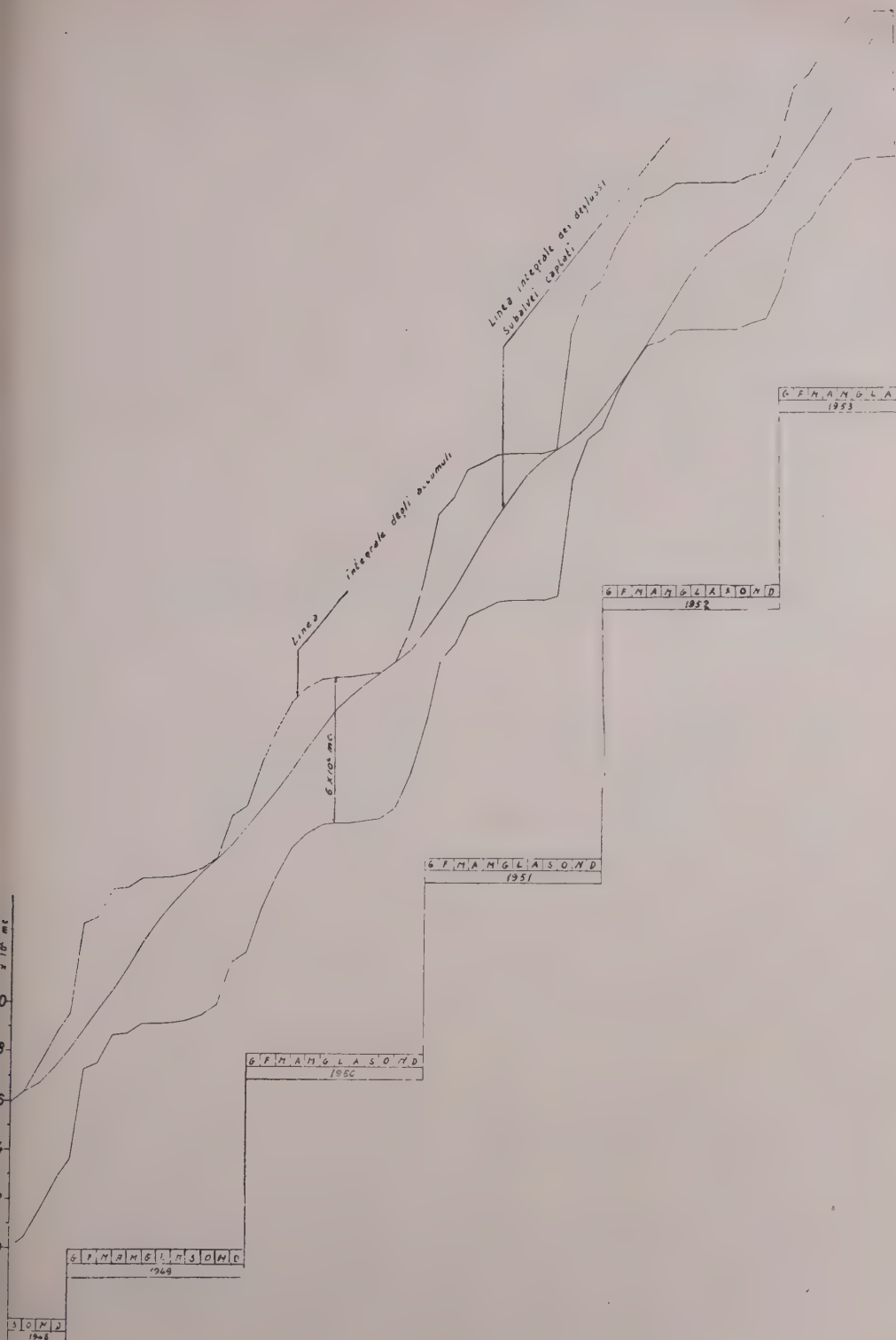


Fig. 5
Prise d'eau sur le Tuccio à Ponte Jelasi.
Lignes intégrales des apports dans le réservoir sous-fluvial et des débits sous-fluviaux captés.

Au moyen des pluviomètres déplacés dans le bassin en amont de la prise, on peut connaître les pluies moyennes, qui ont été reportées dans le diagramme γ relatif à l'aide des totaux mensuels moyens tombés sur le bassin même. Les apports correspondants s'écoulent pour la plupart et leur pourcentage peut être évalué avec une bonne approximation sur la base des coefficients d'écoulement mensuels déjà connus pour tels bassins qu'on a tenu sous observation pendant une période assez longue.

Les apports qui ne s'écoulent pas se retrouvent dans le bilan hydrologique comme perte apparente, causée d'une part par l'évaporation et d'un autre côté, par l'emmagasinement dans le bassin. Bien que le bassin du torrent Tuccio à Jelasi est pratiquement imperméable, la partie des écoulements déjà emmagasinée devra se trouver dans la masse de la couche alluvionnaire et par conséquent, partant des pertes apparentes et l'évaporation étant connue, il sera possible de calculer le volume d'eau accumulé dans le lit souterrain; ce volume d'eau, posé le barrage intégral, devra être égal au volume déjà connu et qui s'est écoulé à travers les ouvrages de prise dans un intervalle de temps assez étendu.

Les pourcentages des apports qui passent dans la couche alluvionnaire ont été calculés à l'aide des coefficients ci-après, en tenant compte que le coefficient d'écoulement est considérablement augmenté à cause de l'événement exceptionnel qui a eu lieu au mois d'octobre 1951, c'est à dire l'inondation.

Avec ces coefficients, et en partant des apports, on a construit la ligne intégrale des dépôts dans la couche et, encore, en intégrant le diagramme des écoulements souterrains on a obtenu la ligne intégrale des écoulements souterrains naturels, c'est à dire des écoulements tels qu'ils sortent librement du réservoir (fig. 5). A l'examen des deux lignes le pouvoir de régulation de la couche résulte avec toute évidence, dont le volume de remplissage, délimité dans sa partie inférieure par la surface cylindroconique avec une générative passant par le bord inférieur de la galerie de captage, peut s'évaluer aisément en 6×10 mc. obtenu à l'aide de la translation parallèle à elle même de la ligne intégrale des dépôts jusqu'à envelopper inférieurement la ligne intégrale des écoulements.

TABLEAU 3

Mois	Pourcentage d'apport qui s'écoule dans le lit (a)	Pourcentage de l'afflux qui ne s'écoule pas, c.à.d. perte apparente (b) = 100 — (a)	Pourcentage de la perte apparente qui s'évapore (c)	Pourcentage de la perte apparente qui passe dans la couche (d) = 100 — (c)	Pourcentage de l'afflux qui passe dans la couche (e) = (b) \times (d)
Janvier	60	40	30	70	28
Février	70	30	20	80	24
Mars	69	31	20	80	25
Avril	69	31	20	80	25
Mai	59	41	40	60	25
Juin	60	40	80	20	8
Juillet	60	40	95	5	2
Août	20	80	95	5	4
Septembre	10	90	90	10	9
Octobre	25	75	80	20	15
Novembre	25	75	80	20	15
Décembre	50	50	50	50	25

La bande du plan comprise entre les deux lignes intégrales des dépôts peut donc contenir, non seulement la ligne de distribution naturelle, mais d'innombrables autres lignes de distribution que l'on peut obtenir en variant d'une façon appropriée les écoulements d'eau à l'aide d'un organe de fermeture approprié placé à l'embouchure de la galerie de captage. De cette façon il serait possible, en diminuant ou annulant les écoulements souterrains hivernaux de laisser accumuler dans la couche un volume vraiment important que l'on pourrait distribuer pendant les mois d'été.

LES EAUX SOUTERRAINES DE LA PLAINE LOMBARDE

par

Ing. Ugo CUSTER

Sommaire :

Dans le rapport on a développé quelques considérations sur les observations effectuées sur les puits phréatiques de la plaine lombarde pendant la période 1920-1950 par l'Office Hydrographique du Pô.

On s'est référé aux mesures effectuées sur les « fontanili » (sources émergentes) qui affleurent dans la zone de séparation entre les alluvions grossières et les alluvions récentes et l'on a rapporté enfin quelques données sur les nappes profondes et sur leur utilisation en vue de l'irrigation et des besoins en eau potable.

* * *

Les eaux souterraines de la plaine lombarde

L'intérêt croissant que l'on porte à la connaissance du régime des eaux du sous-sol de la plaine lombarde en ce qui concerne l'agriculture, l'hygiène et l'industrie avec lesquelles l'exploitation des eaux est en relation directe, nous a conduits sur l'initiative du Bureau Hydrologique du Pô — Section de Milan, à exécuter une recherche préliminaire sur le régime des eaux du sous-sol, soit à niveau libre (eau phréatique) soit à niveau sous pression (eau artésienne).

Les eaux artésiennes sont, en général, largement utilisées pour l'approvisionnement des principaux centres d'habitation de cette région populeuse, tandis que les eaux provenant de la première nappe, trouvent un large débouché soit en ce qui concerne l'agriculture, soit pour l'utilisation industrielle; cependant les demandes en eau, toujours plus grandes ont déjà conduit également à l'utilisation des nappes plus profondes, pour ce dernier usage.

De plus, les eaux provenant des nombreux « fontanili » qui affleurent dans la zone de séparation entre les alluvions grossières et les alluvions récentes plus minces que l'on trouve à l'isohypse 110, sont largement utilisées pour l'irrigation; ces « fontanili » donnent naissance à de nombreux cours d'eau qui vont irriguer de vastes régions.

Géologiquement, le territoire de la plaine lombarde est formé de dépôts de gravier et de sable qui augmentent en importance d'ouest à l'est, en atteignant parfois plus de 150 m de profondeur; les couches se succèdent et alternent en raison de la grosseur des matériaux alluvionnaires qui les constituent; on y trouve également des inclusions lenticulaires allongées de matériaux fins argileux et imperméables; il en résulte la présence de nappes aquifères différentes et indépendantes ayant des niveaux piézométriques variables, tandis que le ravitaillement hydrique doit probablement être unique et provenir de la partie la plus élevée des vallées préalpestres et alpestres.

Les nappes phréatiques

Pour l'étude du régime de la nappe phréatique superficielle le Bureau Hydrographique du Pô — Section de Milan — a fait installer 30 stations de mesure de ces nappes où ont été exécutées des observations pour la période 1920-1950 sans interruption; dans le tableau 1 on a reporté, pour cette période, les niveaux phréatiques mensuels moyens et annuels ainsi que les variations moyennes annuelles et la position sous-jacente moyenne du terrain.

Avec les éléments rapportés ci-dessus on a tracé les courbes de niveau moyen égal de la couche phréatique; il ressort de leur examen que l'allure générale des courbes se déroule en suivant l'altimétrie du terrain et décroît vers la plaine la plus basse au voisinage du Pô (fig. 1).

En ce qui concerne la nature moyenne de la couche phréatique au dessous du terrain environnant, on peut remarquer qu'elle diminue du nord au sud jusqu'à une



Fig. 1

Courbes isophréatiques moyennes sur la plaine lombarde. Les cotes d'altitude sont au dessus du niveau moyen de la mer. La partie hachurée indique la zone d'affleurement des « fontanili ».

vaste zone située dans la plaine lombarde moyenne, plus au sud elle augmente encore pour ensuite diminuer de nouveau dans les terrains situés plus près du Pô.

Dans le tableau 2 ci-après, on a calculé les précipitations moyennes pour la période 1921-1950, pour la zone plus au nord comme pour la zone plus au sud de la plaine : avec les résultats obtenus et ceux qui sont contenus dans le tableau 1, on a construit les diagrammes de la fig. 2 ; quant à l'allure des niveaux moyens mensuels des puits phréatiques on peut dire qu'en général ils ne sont pas influencés par les pluies locales, étant donné que, pour presque tous les puits en observation, le niveau minimum moyen de la couche du mois d'avril est atteint avec une augmentation estivale dont le maximum se produit en septembre ; par contre pour les précipitations de la première comme de la deuxième zone, on note deux maximums un en mai et un en novembre, et deux minimums l'un en juillet et l'autre en février.

Cette allure est valable pour tous les puits en observation, sauf pour ceux qui sont plus près du Pô, et ne peut être expliquée que par l'influence de l'irrigation très étendue à toute la région ; cette irrigation s'effectue à l'aide d'un vaste réseau de canaux d'irrigation, tels que le Villoresi, la Muzza, le Naviglio Grande, le Naviglio de la Martesana, le Naviglio de Crémone et d'autres moins importants, qui dérivent les eaux des principaux cours d'eau de la région (Ticino, Adda, Oglio) aujourd'hui accrue de par la régulation du réservoir des grands lacs.

Pour les puits phréatiques situés plus près du Pô et qui se trouvent hors des limites de la zone irriguée, l'allure des niveaux moyens mensuels de la couche phréatique est influencée à la fois par l'allure des niveaux du Pô et par celle des précipitations locales, en ce sens que les niveaux minima sont atteints pendant les mois d'août et de septembre, et l'on a deux phases d'accroissement, une en automne et l'autre dans la période printemps-été.

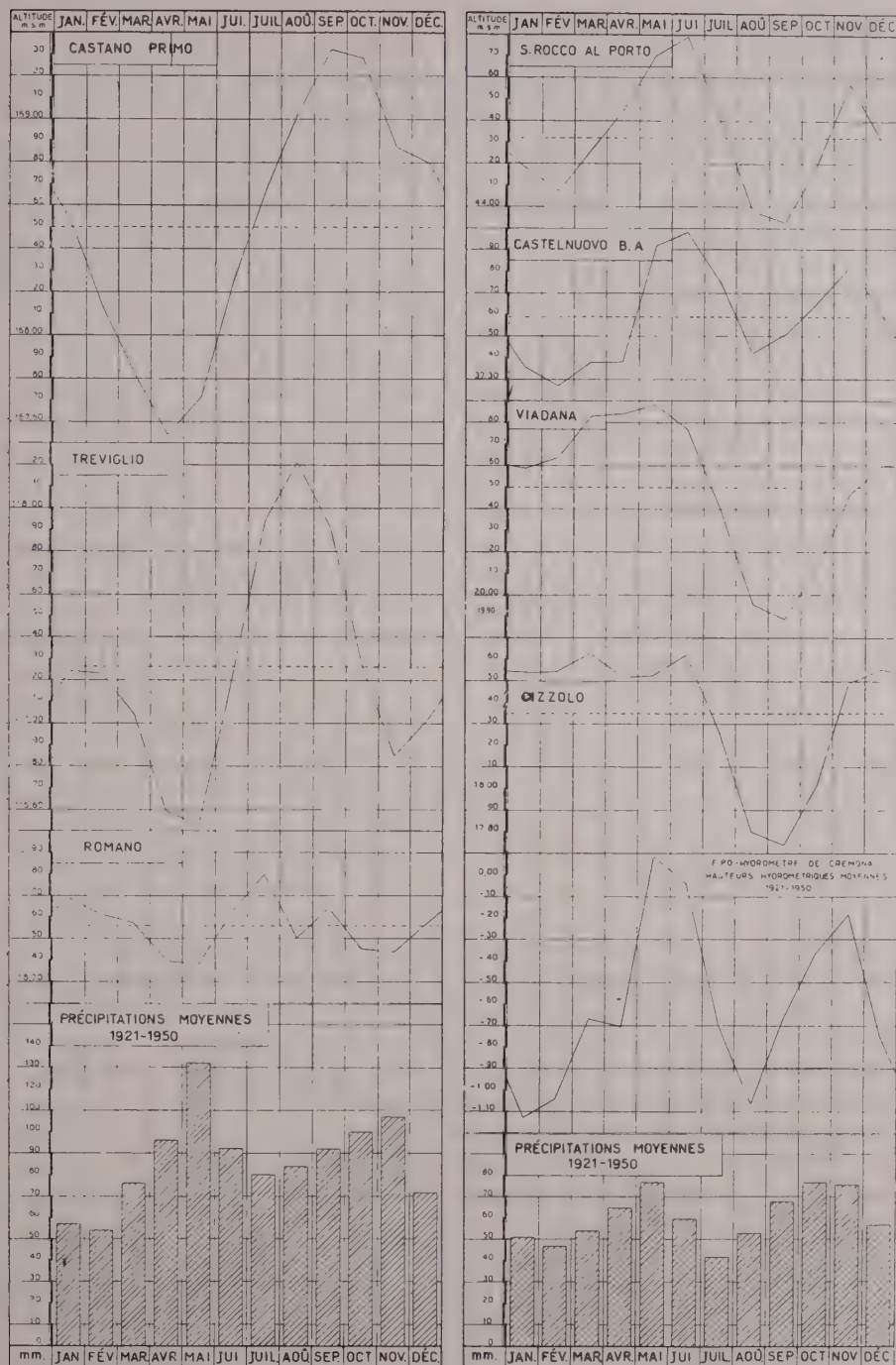


Fig. 2
Puits phréatiques dans la plaine lombarde. Allure des niveaux moyens mensuels de certains puits par rapport aux précipitations sur la zone et avec les hauteurs hydrométriques moyennes du fleuve Pô.

« Fontanili »

Comme on l'a déjà mentionné, de nombreuses sources dites « fontanili » qui tirent leur origine de la nappe phréatique peu profonde, affleurent dans la zone de séparation entre les alluvions grossières et les alluvions récentes plus fines.

Le nombre de ces « fontanili » est très élevé et leur débit aussi ; à tel point que de nombreux cours d'eau s'y forment et convoient les eaux utilisées soit pour l'irrigation estivale soit pour l'irrigation hivernale (prairies).

Une première étude sur le nombre et le débit des « fontanili » a été faite par le Bureau Hydrographique du Pô — Section de Milan — en 1937 ; elle fut cependant limitée à la zone comprise entre le Ticino et l'Adda ; cette étude eut pour résultat de permettre la situation et le mesurage de 464 « fontanili », ayant un débit global de m^3/sec 73,4 ; étant donné que la zone entre Ticino et Adda a un développement de km 56, il en résulte un débit de m^3/sec 1,300 environ par km de longueur ; à noter enfin que pour 187 « fontanili » on a mesuré un débit supérieur à 200 l/sec.

Récemment par les soins de la Section Hydrographique de Milan, l'étude a été étendue également à la zone comprise entre l'Adda et le Mincio ; on a pu ainsi délimiter la situation de plus de 1200 « fontanili » qui affleurent dans toute la zone à une altitude de 110 m environ ; le mesurage des débits de ces « fontanili » est en cours.

Les nappes profondes

L'utilisation des eaux des nappes souterraines pour l'irrigation et les besoins en eau potable s'est étendue au cours de ces dernières années dans toute la région lombarde, étant donné les besoins toujours plus grands en eau pour l'irrigation, bien que celle-ci, comme on l'a dit, soit déjà largement réalisée à l'aide des eaux de surface : de très nombreuses concessions ont été demandées et accordées par les différents bureaux du Génie Civil, en vertu des arrêtés de lois en vigueur (art. 95 du T. U. loi 11 décembre 1933 — n. 1775).

D'après une recherche préliminaire effectuée par la Section Hydrographique de Milan, sur les diverses concessions accordées, il a été établi que le nombre total des installations dûment concédées pour le captage de l'eau du sous-sol, est de 1650 environ ; à ce chiffre on doit ajouter les demandes en cours qui ne sont pas encore régularisées ; il est donc probable que le nombre réel d'installations de captage des eaux du sous-sol dépasse 2000.

Les très nombreuses perforations effectuées confirment l'existence, dans toute la région, de plusieurs couches aquifères à des profondeurs diverses dans le sous-sol, séparées, comme on l'a déjà dit, par des couches imperméables d'argile ou de conglomérat dont l'épaisseur varie de localité en localité.

Sur la quantité probable d'eau artésienne de la région on peut dire qu'elle est considérable ; il ressort de l'analyse des nombreuses données des installations construites que le débit utilisable augmente en général avec la profondeur du puits.

Pour donner une indication sur le débit utilisé des couches artésiennes, il suffit de faire observer que dans la seule province de Brescia on a concédé 440 installations : pour 237 d'entre elles on connaît les données du débit probable qui se monte à un chiffre global de $30 \text{ m}^3/\text{sec}$.

En ce qui concerne les résultats des percements effectués dans les diverses localités, on a rapporté ci-dessous les plus caractéristiques :

— à Calcinatè (Bergamo), après une couche de 15 m d'argile et argile mêlée de cailloux, on a trouvé une première nappe phréatique s'étendant dans une couche de gravier et une deuxième nappe à 30 m de profondeur. une troisième et une quatrième nappe artésienne ont été trouvées à 50 et à 75 m de profondeur.

Dans le creusement d'un puits à Lonato (Brescia) on a trouvé jusqu'à 36 m de profondeur une alternance d'argile sableuse, argile jaunâtre et de conglomérat dur, puis une première nappe aquifère s'étendant dans un gros banc de gravier à 10 m de profondeur, puis de nouveau une alternance de conglomérat dur, argile sableuse, argile sombre plastique et enfin à 67 m de profondeur une deuxième nappe aquifère, encore de l'argile tourbeuse, et une troisième nappe à 80 m de profondeur.

A Offlaga dans la province de Brescia, la première nappe a été trouvée à 15 m après une couche d'argile une deuxième nappe à 37 m, puis encore de l'argile et une troisième nappe à 57 m ; après encore une autre couche d'argile de 27 m environ, une quatrième nappe à 84 m de profondeur à partir du sol ; le puits ayant été poussé jusqu'à 119 m de profondeur, une cinquième nappe a été trouvée à 99 m du sol.

Dans la commune de Benemerse, province de Crémone, dans un puits creusé jusqu'à 64 m de profondeur, la première nappe a été trouvée à 16 m environ du sol, après une alternance de terrain végétal et de sable mêlé d'argile, puis une autre couche de sable et d'argile alternées et une deuxième nappe à 41 m de profondeur.

Dans la zone autour de Milan on a fait des recherches étendues sur les eaux du sous-sol ⁽¹⁾ d'après les résultats des nombreux creusements effectués pour l'étude de l'approvisionnement en eau de la ville; on a constaté qu'à une faible profondeur (de 3 à 5 mètres) court une première nappe phréatique; successivement, toujours dans le diluvium supérieur, courent trois nappes aquifères séparées par des lentilles d'argile plus ou moins étendues; dans le diluvium moyen, on a ensuite deux nappes aquifères plus importantes; les premières nappes sont influencées par les précipitations locales tandis que les nappes plus profondes ne les ressentent guère.

A Lodi ⁽²⁾ en creusant un puits on a trouvé trois premières nappes d'eau : à 18 m, à 22 m, et à 42 m de profondeur; puis après une succession de couches alternées d'argile et de sable, une autre nappe entre 87 et 95 m de profondeur; par la suite une zone aquifère à 120 m de profondeur avec eaux saillantes au niveau du sol et enfin après d'autres couches d'argile et de sable une riche nappe saillante et abondante à 175 m de profondeur.

Dans le sous-sol de Pavie ⁽³⁾ on a trouvé 4 nappes artésiennes que l'on peut réunir en deux groupes, constitués par deux nappes séparées par un banc argileux; le premier groupe est compris entre 15 et 70 m de profondeur; de minces zones argileuses tourbeuses déterminent localement la division des deux nappes aquifères ayant des niveaux piézométrique un peu différents; le groupe inférieur, troisième et quatrième nappe artésienne, est le plus riche en eau.

De ce que l'on a rapporté ci-dessous il ressort qu'une grande partie du sous-sol de la plaine lombarde est riche en eau et par conséquent il est fort utile d'approfondir les recherches sur la nature, le régime et l'entité des diverses nappes aquifères, phréatiques et artésiennes, dans l'intention également de pouvoir coordonner les très nombreuses initiatives privées en cours et augmenter le soutirage d'eau des nappes phréatiques et artésiennes pour les besoins toujours croissants de l'agriculture, de l'hygiène et de l'industrie.

⁽¹⁾ Ing. BELLONI — Le falde acquifere del sottosuolo cittadino — « *L'Acqua* » — Fasc. 7-8 1953.

⁽²⁾ Prof. Federico SACCO — *Geidrologia dei pozzi profondi della valle padana*.

⁽³⁾ Prof. Mario CANEVARI — *Manuale di Geologia Tecnica*.

TABLEAU 1
Niveaux phréatiques moyens et annuels : variation moyenne annuelle par la période 1920-1950

	Cote m.s.m.	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Année	Vari- ation an- nuelle	Qualité sous- jacente m au terrain
Gallarate	241.75	228.99	229.02	229.30	229.25	229.33	229.59	229.70	229.49	229.20	228.93	228.80	228.85	229.20	0.90	12.55
Castano Primo	191.10	168.54	168.13	167.82	167.54	167.71	168.25	168.66	169.03	169.32	169.28	168.87	168.80	168.50	1.78	22.60
Verdello	180.30	165.85	165.48	165.45	165.42	165.38	165.96	166.14	165.69	165.39	165.76	165.40	165.76	165.61	0.78	14.69
Chiari	146.70	128.45	128.19	128.01	127.76	127.74	128.67	129.83	130.65	130.60	129.98	129.16	129.64	128.97	2.91	17.73
Magenta	141.00	138.78	138.48	138.21	137.97	138.73	139.60	140.09	140.19	140.06	139.65	139.41	139.09	139.19	2.22	1.81
Treviglio	123.70	117.24	117.23	117.04	116.59	116.53	117.20	117.94	118.21	117.90	117.27	116.85	117.01	117.26	1.68	6.44
Romano	121.20	118.69	118.61	118.57	118.40	118.38	118.62	118.80	118.51	118.64	118.45	118.44	118.57	118.50	0.42	2.64
Corsico	115.70	112.86	112.84	112.67	112.69	112.91	112.95	112.97	112.98	112.98	112.92	112.94	112.94	112.89	0.31	2.81
Ghedi	84.30	82.84	82.84	82.83	82.83	82.65	82.83	82.81	82.77	82.77	82.82	82.85	82.88	82.83	0.11	1.67
Lodi	78.20	70.66	70.47	70.17	69.83	70.04	70.36	70.86	71.21	71.36	71.19	71.05	70.88	70.67	1.53	7.53
Belgioioso	74.40	72.38	72.41	72.19	72.15	72.33	72.41	72.52	72.51	72.44	72.39	72.44	72.44	72.38	0.37	2.02
S. Angelo																
Lodigiano	73.90	64.71	64.67	64.71	64.35	64.71	64.57	64.74	64.79	64.90	64.76	64.68	64.75	64.67	0.55	9.23
Crema	72.30	68.46	68.37	68.03	67.58	67.70	68.05	68.37	68.38	68.10	67.74	67.64	68.11	68.04	0.88	5.16
Caviago	72.08	67.92	67.42	66.59	65.87	66.41	67.29	68.11	68.83	69.15	68.99	68.48	68.15	67.77	3.28	4.23
Soresina	66.10	62.04	62.12	62.13	61.32	61.69	61.96	62.14	62.21	62.15	61.80	61.75	61.94	61.94	0.89	4.16
Bertonico	62.90	54.68	54.57	54.36	53.90	53.94	54.34	54.65	54.84	54.98	54.88	54.81	54.81	54.56	1.08	8.34
Somaglia	56.90	47.06	47.01	46.85	46.76	46.82	46.98	47.11	47.20	47.28	47.30	47.24	47.14	47.06	0.54	9.84
S. Fiorano	56.00	48.62	48.58	48.53	48.46	48.50	48.60	48.67	48.72	48.75	48.71	48.67	48.60	48.62	0.29	7.38
Pieve																
P. Morone	55.00	52.72	52.76	52.79	52.72	52.83	52.91	52.79	52.72	52.60	52.62	52.78	52.77	52.75	0.31	2.25
Olmeneta	52.33	50.20	50.25	50.25	50.09	50.15	50.20	50.24	50.17	50.16	50.07	50.16	50.18	50.17	0.16	2.16
S. Rocco al P.	48.30	44.18	44.07	44.26	44.45	44.70	44.79	44.40	43.98	43.93	44.20	44.58	44.31	44.32	0.86	3.98
Spinadesco	46.00	39.86	39.83	39.83	39.79	39.79	39.90	40.07	40.16	40.24	40.20	40.06	39.95	39.97	0.45	6.03
Castelnuovo	45.60	37.36	37.27	37.38	37.38	37.92	37.98	37.75	37.42	37.51	37.66	37.83	37.59	37.59	0.71	7.62
Asola	42.50	40.79	40.78	40.76	40.78	40.78	40.83	40.84	40.79	40.85	40.78	40.83	40.81	40.80	0.09	1.70
Pieve																
S. Giacomo	38.28	36.77	36.78	36.80	36.56	36.40	36.26	36.27	36.25	36.28	36.36	36.56	36.73	36.50	0.55	1.78
Brancere	35.45	32.38	32.42	32.43	32.46	32.46	32.45	32.25	32.08	32.11	32.26	32.41	32.40	32.34	0.38	3.11
Calvatone	29.00	26.25	26.26	26.30	26.28	26.28	26.30	26.32	26.33	26.33	26.29	26.27	26.27	26.29	0.08	2.71
Cividale Riv.	26.32	20.74	20.73	20.73	20.73	20.51	20.66	20.71	20.66	20.72	20.67	20.70	20.70	20.69	0.03	5.53
Viadana	22.25	20.59	20.64	20.83	20.84	20.88	20.76	20.40	19.96	19.89	20.13	20.47	20.60	20.50	0.99	1.75
Cizzolo	20.30	18.54	18.54	18.63	18.52	18.53	18.62	18.27	17.80	17.74	18.02	18.49	18.55	18.35	0.89	1.95

TABLEAU 2
Précipitations moyennes mensuelles période 1921-1950

Stations	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Total
Gallarate	55	57	84	113	158	100	100	100	99	112	121	73	1172
Viziola Tic.	64	57	95	124	183	107	100	90	111	134	144	87	1296
Rho	63	54	75	96	123	92	71	71	94	94	108	77	1020
Milano	61	55	68	82	100	80	59	68	74	93	97	75	912
Brembate Sotto	53	52	75	94	120	88	78	95	95	96	104	70	1020
Martinengo	51	47	71	96	125	95	82	83	94	96	92	61	993
Brescia	51	52	63	78	117	81	64	80	76	77	80	63	882
Moyenne pré- cipitation 1 ^{ère} zone	57	54	76	96	132	92	80	84	92	100	107	72	1042
Lodi	56	42	64	76	81	75	45	58	74	79	85	57	792
S. Angelo Lod.	56	55	63	81	83	68	52	59	85	86	102	64	854
Belgioioso	42	39	53	60	70	55	42	54	70	69	71	61	686
Codogno	52	47	63	67	80	59	45	52	63	80	90	61	759
Cremona	48	49	46	56	69	48	32	46	51	75	69	52	641
Chiari	60	51	57	76	113	77	66	83	85	85	85	58	896
Ostiano	67	54	57	65	80	59	34	48	60	76	74	63	737
Canneto S. O.	56	52	45	60	73	54	39	45	62	79	60	55	680
Gazzuolo	48	45	50	60	69	60	38	47	65	80	72	56	690
Viadana	30	38	38	46	56	43	31	34	56	62	52	40	526
Moyenne pré- cipitation 2 ^{ème} zone	51	47	54	65	77	60	42	53	67	77	76	57	726

LES PHENOMENES KARSTIQUES ET L'HYDROLOGIE SOUTERRAINE DANS CERTAINES REGIONS DE L'ITALIE

par

C.F. CAPELLO - G. NANGERONI - A. PASA - LIPPI-BONCAMBI et
C. ANTONELLI - E. MALESANI

On décrit des phénomènes d'hydrologie karstique dans certaines régions de l'Italie, et précisément :

1) — dans le Piémont, où les cas de circulation hypogée active sont plus fréquents sur les contreforts des Alpes ligures et dans les zones calcaires du Toce ;

2) — dans la Lombardie occidentale, pour laquelle on présente différents exemples de grottes certainement pourvues d'un système hydrique intérieur et de sources karstiques importantes ;

3) — dans la région de Vérone, où l'hydrologie souterraine est liée à un ensemble stratigraphique comprenant le cycle sédimentaire tout entier, du permocarbonifère au myocène inférieur ;

4) — dans les trois zones principales de l'Apennin central (plateau de Colfiorito, bassin de Castelluccio et plateau de Santa Scolastica) ;

5) — et enfin sur le versant sud du Gran Sasso d'Italia, pour lequel on calcule les portées souterraines en fonction de la quantité et de la variation des précipitations, et leur influence sur le débit des grandes sources de base donnant naissance au fleuve Pescara.

* * *

1) --- Nos connaissances actuelles sur la circulation hydrique hypogée karstique en Piémont (par C.F. CAPELLO)

Jusqu'en 1946 les phénomènes karstiques du Piémont n'avait pas été étudiés d'une manière organique, et en fait nos connaissances sur la phénoménologie hypogée dans cette région de l'Italie se réduisaient à bien peu de chose. Depuis cette époque, le Centre d'études pour la géographie physique de Bologne, dirigé par le prof. A.R. Toniolo, établit un plan d'études et me confia le soin de réaliser ce plan au moyen d'une série de campagnes, au cours desquelles on devait reconnaître, outre les caractéristiques et la distribution des phénomènes extérieurs (aires karstiques sub-aériennes), aussi l'existence et l'importance des phénomènes souterrains (aires hypogées), dans le but d'en déduire des rapports de corrélation.

Au cours de ces études sur le terrain, aujourd'hui presque terminées, on a vu naître la possibilité de délimiter aussi pour le Piémont, région éminemment montagneuse, dépourvue des préalpes calcaires et dominée par des massifs cristallins et des chaînes schisteuses métamorphiques, quelques aires comportant une circulation hydrique hypogée suffisamment active, cette circulation, il est bon de le préciser, est déterminée par des canalisations dans lesquelles coulent en permanence des cours d'eau plus ou moins abondants et des débit plus ou moins variable.

Ces zones correspondent à des terrains hydro-solubles, surtout des calcaires, des carniols, des gypses, etc., étant donnée l'étendue modérée de ces terrains, elles couvrent nécessairement elles-mêmes un espace limité. Limitation relative toutefois, car la circulation qui en découle n'est pas réduite à la forme de simple circulation sur un seul versant, mais prend quelquefois l'importance d'une circulation hypogée intéressant plus d'une vallée et qui, au cours des millénaires passés, a réussi à établir des canalisations reliant aujourd'hui des bassins hydrographiques différents.

Ce bref rapport a précisément le but de faire connaître la localisation et l'importance de cette circulation, telles qu'elles résultent des connaissances actuellement acquises. On examinera ici la distribution de ces phénomènes en suivant l'arc alpin du nord au sud, des vallées du Toce jusqu'à celles qui débouchent dans le Tanaro par les Alpes Ligustiques.

a) *Secteur : haute vallée Formazza (Val Toce, Ossola)*

La vallée Toggia, descendant du col San Giacomo qui sépare le bassin du Toce de celui du Tessin, présente sur son flanc gauche hydrographique de vastes champs de dolines pierreuses creusées en partie dans des gypses, en partie dans des carniolites et des schistes calcaires. Certaines d'entre elles sont particulièrement caractéristiques parce que, conformées en entonnoirs-puits, elles absorbent les eaux qui s'y jettent après avoir alimenté les lacs de Boden. Il s'agit donc de dolines hydrovores, qui non seulement font écouler les eaux de fonte des neiges, mais constituent aussi des gouffres de perte permanente pour les émissaires des lacs. Le premier de ces gouffres se trouve à une vingtaine de mètres sous le Lac de Boden supérieur : les eaux absorbées affluent en une source secondaire située environ vingt mètres plus bas et se dispersent à nouveau dans un deuxième grand gouffre, après une dénivellation altimétrique d'égale valeur. Le lac inférieur possède lui-même un gouffre hydrovore, qui absorbe les eaux de l'émissaire à quelques mètres de leur sortie : elles se mêlent probablement à celles provenant de la source secondaire précédente, et se dispersent ensuite dans le gouffre inférieur. Toutes ces eaux, parcourant des voies souterraines impraticables à l'homme, reviennent au jour en un groupe de sources à peu près nivelées, situé entre les détritiques de base et la roche originelle, sur le flanc gauche d'un grand bassin artificiel construit sur l'emplacement de l'ancien lac naturel de Fischsee. Avant la construction de ce bassin, les sources se trouvaient à une vingtaine de mètres au-dessus du niveau du Fischsee ; elles sont aujourd'hui presque toutes submergées au niveau maximum des eaux, pour n'émerger qu'aux eaux les plus basses. Les deux plus hautes sont des sources secondaires sub-lacustres : les eaux remontent en effet du fond de deux petits lacs à peu près circulaires, à eaux très limpides.

Tout ce versant de la vallée Toggia est donc le siège d'une active circulation souterraine, qui se produit sur une dénivellation de plus de 200 m. et sur une étendue de plusieurs kilomètres carrés. Au cours des explorations effectuées on n'a pas trouvé de cavernes le long de ces voies hydriques hypogées : il est fort difficile qu'il en puisse exister, car les matériaux formant la masse supérieure sont ou détritiques, ou bien finement fracturés, et les fréquentes et vastes dolines sont l'indice d'un affaissement des couches rocheuses sous-jacentes.

b) *Secteur : vallées Devero et Divedro (V. Toce, Ossola)*

Dans le haut bassin d'Agaro, un gouffre profond absorbe les eaux du torrent Pojala, au voisinage des alpes de même nom ; elles s'y engoulissent verticalement, sans toutefois donner lieu à des sources secondaires visibles.

Sur le flanc droit hydrographique de la haute vallée Codelago (au-delà de Golio) il existe d'anciennes terrasses hydrographiques sur lesquelles on observe des phénomènes karstiques entièrement analogues à ceux de la haute vallée Toggia. Dans un certain secteur on constate la perte d'un torrent superficiel permanent dans une doline ; sur le flanc inférieur du versant on ne remarque pas de sources secondaires dignes de mention particulière. Cette perte, avec d'autres de moindre importance, détermine donc la circulation hypogée qui alimente le grand bassin de Codelago situé au fond de la vallée.

Après les études de Schardt sur la circulation souterraine dans la région du Simplon, personne n'a plus effectué de recherches expérimentales sur la circulation profonde très active dans cette région, qui se produit parmi des roches de perméabilité différente, calcaires et schistes. La circulation dans la vallée Cairasca est encore à l'étude ; il s'agit d'un affluent de la vallée Divedro, où l'on observe, surtout dans les environs de Gebbo, des traces d'affaissements karstiques qui peuvent être mises en rapport avec des érosions dans des roches gypseuses profondes par l'effet des eaux hypogées. On trouve là des sources de très fort débit (400 l/s) ; elles sont l'indice d'une circulation très importante qui doit probablement comprendre les eaux, non seulement du bassin principal du Cairasca, mais aussi d'autres bassins contigus.

c) *Secteur : groupe du Monviso (haute vallée du Pô, Crissolo)*

Sur les pentes nord du mont Grané dans la haute vallée du Pô, près de Crissolo, un système complexe de voies souterraines, connues sous le nom de Balme di Rio Martino, constitue la canalisation, aujourd'hui partiellement active, déterminée autrefois par une rivière souterraine importante, dont la provenance est encore aujourd'hui l'objet d'études. Cette rivière forme actuellement une haute cascade au

terme des grottes inférieures : il existe en outre d'autre couloirs souterrains parcourus en permanence par les eaux. Ainsi, à la lumière des premières explorations, on ne peut exclure la possibilité que les eaux en circulation proviennent non seulement des perméations du versant sous lequel se déroulent les voies souterraines, mais peut-être aussi des versants opposés, vers le Monviso. Cette rivière hypogée est copieuse : elle comporte des sauts et des lacs, et a un régime fortement oscillant.

d) *Secteur : Vallée du Gesso (Cuneo)*

Dans la basse et moyenne vallée du Gesso on a d'importantes sources du type vaclusien, sur lesquelles Perrone, puis l'auteur de cette note, ont déjà attiré l'attention : il s'agit, en négligeant les sources de moindre importance, de celles bien connues du Bandito et de la Dragonera, auxquelles est relié un réseau, de faible étendue, de passages souterrains. A ceux-ci s'ajoutent de complexes canalisations situées pour le lit même de la rivière Gesso ; elles sont toutes également dues à la présence de bancs calcaires plus ou moins fissurés traversant en diagonale le sillon de la vallée du Gesso. Dans leur ensemble ces calcaires forment un ample synclinal avec charnière sous le plan de la vallée : des failles sur les flancs mettent à jour les eaux circulant à des niveaux différents dans les couches plus fortement fracturées. On a ainsi une succession de nappes aquifères à des niveaux irrégulièrement décroissants, superposées à de puissantes couches d'anagénites et de poudingues permo-carbonifères, imperméables. Les niveaux piézométriques sont très variables d'un endroit à l'autre. L'examen des conditions tectoniques prouve cependant que les différentes sources ne sont pas en connexion, ni dépendantes d'un bassin hydrographique unique et bien défini. La région imbrifère qui alimente les groupes du Bandito et la Dragonera doit comprendre le haut vallon de l'Infernetto et les bassins supérieurs du groupe, entre les Roches Vanciarampi, le vallon de St. Bernard et les petites vallées descendant de la Cima Bussaia. Il est à présumer que les eaux météoriques qui se réunissent sur le versant sud-ouest du groupe de Vanciarampi et dans le vallon de l'Infernetto tendent à s'écouler vers le nord-est, suivant le sens d'immersion des couches : il est donc naturel que les sources en roche se trouvent réunies à la base nord de l'ensemble du relief. Les eaux karstiques coulant au-dessous du lit, et qui viennent au jour dans le lit même du Gesso peuvent être dues à des voiles d'eau descendant le long des bancs et remontant ensuite.

L'examen des diagrammes hydrologiques (tirés des mesures de débit), effectué pour toutes ces sources, prouve que celles situées aux plus hautes altitudes doivent être considérées comme des déversoirs d'excédent de niveaux hydriques intérieurs à la masse rocheuse : ceci explique comment elles peuvent même se tarir en cas de forte sécheresse. Au surplus il démontre l'indépendance des veines des grandes sources de la Dragonera par rapport à celles du Bandito.

e) *Secteur : Val Maudagna (Villanova-Mondovì) (fig. 1)*

Les collines calcaires et schisteuses des environs de Mondovì ont permis, par leur constitution lithologique et leur structure tectonique, l'établissement d'un réseau serré de perméation karstique, qui en plusieurs endroits a donné lieu à la formation de grottes à développement en prévalence horizontal. Deux d'entre elles méritent une mention particulière parce qu'elles sont encore aujourd'hui parcourues par des torrents copieux, et parce qu'elles ont une étendue notable, et constituent dans leur ensemble des exemples complets de perforations hydro-géologiques.

Le premier de ces systèmes de canalisations est celui du Rio Caldano, affluent de la rivière Maudagna, relié aux célèbres grottes du Caudano ; le second est celui des grottes de Bossea.

La grotte du Caudano s'ouvre dans la vallée Maudagna, et consiste en plusieurs ordres de couloirs souterrains, superposés, disposés tantôt parallèlement, tantôt non. Leur longueur est d'environ 2 km. : l'ordre inférieur est parcouru par une rivière de débit variable suivant les fluctuations des précipitations atmosphériques. Une étude attentive de la position des passages souterrains, de leur structure, du régime hydraulique du cours d'eau qui les parcourent, aussi bien que de la localisation des formes karstiques extérieures (dolines, puits, fissures, affaissements, éboulements), et de leur évolution, a permis de conclure que les ruisseaux parcourant ces grottes, au lieu de recueillir uniquement les eaux de l'arête d'altitude 1004, au-dessous de laquelle se développe la plus grande partie des grottes, reçoivent également les eaux d'infiltration d'un bassin hydrographique contigu, celui du Rio del Serro. Mais le

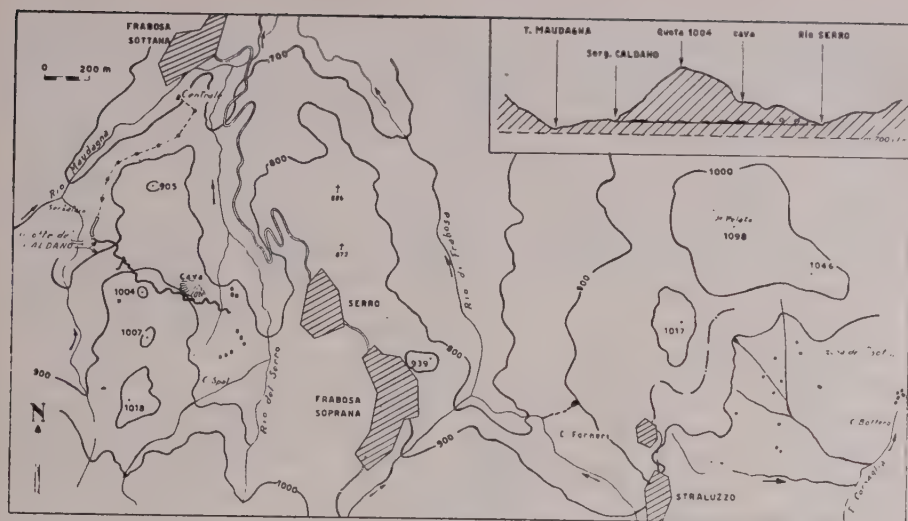


Fig. 1

La zone de Frabosa — Caudano — Straluzzo avec la prospection du parcours souterrain de la grotte inférieure du Caldano (à gauche) et le profil depuis la vallée Maudagna à la vallée du Serro le long du parcours du torrent souterrain.

drainage karstique s'effectue cependant encore au-delà du sillon de ce dernier ruisseau, et par conséquent sur les deux flancs du vallon. En outre, le lit du torrent Bial, affluent du Serro, en un certain endroit reste à sec de mars à novembre, bien qu'il ne manque pas de sources permanentes dans son bassin d'origine. Il faut donc en déduire que les eaux qui viennent à jour par les schistes permians du Mont Moro (à la tête de ce bassin) descendent en profondeur dès qu'elles rencontrent le calcaire triasique marmoréen fissuré, et sont acheminées vers le bassin du Maudagna. C'est ainsi que le cours normal du Rio Bial de Serro est le cours souterrain, celui anormal d'excédent étant au contraire le cours qui se déroule à la surface, dans le lit visible.

On a donc ici une perforation hydro-géologique traversée par un long et tortueux couloir; c'est par ce dernier que les eaux des rivières du bassin du Serro sont déviées dans la vallée voisine de la rivière Maudagna.

f) Secteur : Mondolé — Val Corsaglia (fig. 2)

Dans la région du Mondolé-Colle Prel, à la naissance de la vallée Monregaloise du Corsaglia, on remarque des manifestations karstiques de différents genres (dolines, dolines-puits, cavernes, bassins fermés), par lesquelles les eaux météoriques atteignent rapidement les profondeurs. Pendant les mois d'été les ruisseaux extérieurs se réduisent à peu de chose ou se tarissent entièrement, mais la circulation hypogée se maintient au contraire très active. Les recherches conduites au cours de ces dernières années ont prouvé que, tandis que les hauts bassins du Mondolé alimentent des sources non contrôlées, ceux de la région du Prel et du haut vallon de Roccia Bianca sont drainés par des canaux d'écoulement affluant au torrent intérieur de la grotte de Bossea, dans la vallée du Corsaglia. Ce système de grottes est dû pour une petite part à des fractures tectoniques, mais en majorité à des sub-érosions torrentielles et à des écoulements: c'est surtout dans le premier cas, où les grottes sont encore actuellement parcourus par une imposante rivière souterraine, que l'on peut observer le travail d'érosion grandiose produit au cours des millénaires passés. Bien que le cours de la rivière soit entravé par des siphons et des lacs qui en règlent l'écoulement, son débit subit des oscillations importantes au cours de l'année: le minimum et le maximum observés sont de 45 et de 300 l/s. Il s'agit donc d'un régime vauclusien.

Toutes ces canalisations hypogées, que l'on n'a pu explorer que sur 2 km. à peine, les siphons étant impraticables, ne réunissent pas les seules, les eaux d'infiltration des deux versants montagneux séparant le contrefort à l'intérieur duquel elles se

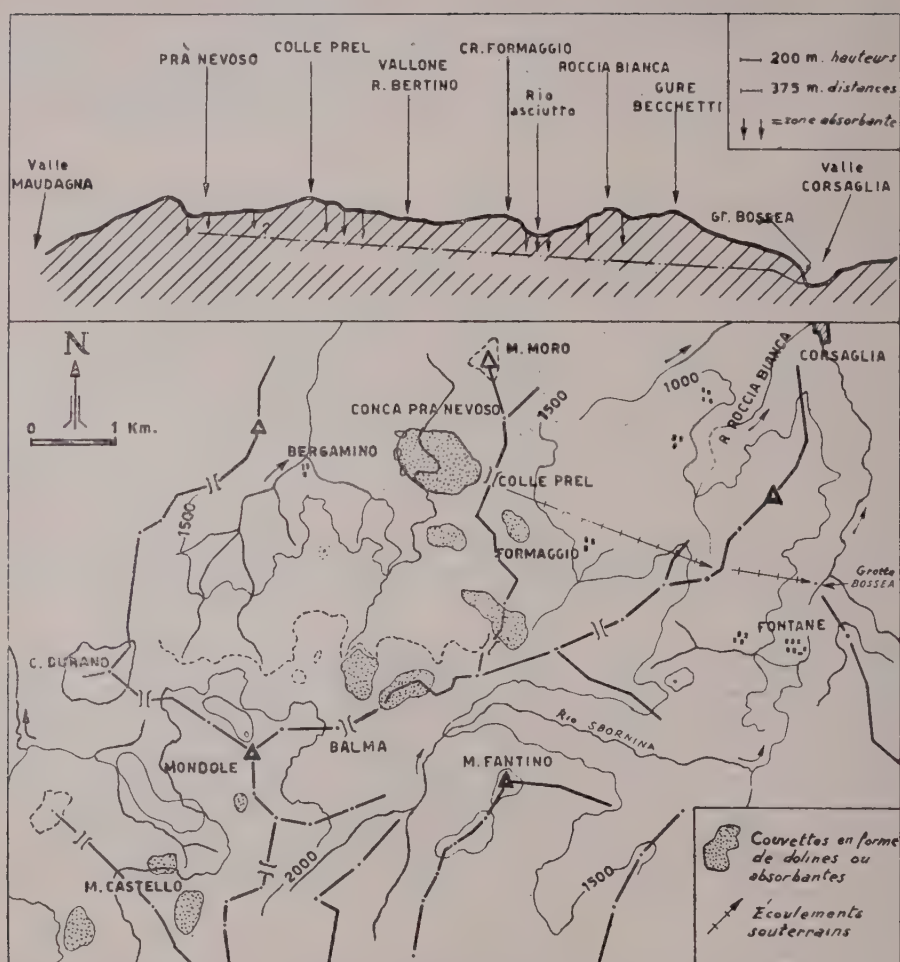


Fig. 2
Phénomènes karstiques dans la zone MONDOLE-PREL.

déroulent (c'est-à-dire entre la vallée Corsaglia et le vallon de Roccia Bianca), mais elles drainent également les eaux des pentes stées plus à l'ouest, dans la région du Col de la Prel. Le parcours du drainage est marqué à l'extérieur par la disparition rapide des eaux des petits ruisseaux de surface, dans tout le haut vallon du Rio di Roccia Bianca. La planimétrie ci-jointe donne le tracé de cette importante perforation hydro-géologique.

Dans la région de Frabosa Soprana, près du centre de Saluzzo, on remarque un certain nombre de perméations et de petites cavernes, donnant lieu à une circulation déversante par des voies non encore découverts, mais qui amènent les eaux à l'abondante source Dus di Mei, dans la vallée Corsaglia.

g) Secteur : Montaldo-Pamparato (Mondovì)

Dans le secteur de S. Anna Collarea se dressent des hauteurs calcaires ou schisteuses, qui présentent à leur surface de forts beaux exemples de bassins fermés et de petites vallées mortes. Ici des grottes, des dolines et des fissures hydrovores absor-

inondées aux époques de crues. Ces sources amènent aussi au jour les eaux tombant sur le versant opposé (nord) du groupe des Colme, où il existe de profonds gouffres explorés en partie seulement. Il s'agit donc d'une circulation intéressante de deux vallées : bien qu'elle s'effectue sur une étendue limitée, elle est d'importance notable aux fins de la distribution normale des eaux s'écoulant au sol.

Mais les phénomènes de ce genre ne sont pas limités au vallon Viozene, où se trouvent précisément les sources des Vene ; on en observe également de très étendus dans la vallon d'Upega, affluent du précédent. On remarque même ici l'exemple le plus grandiose de disparition souterraine qui existe en Piémont. C'est celle du Rio Negrone, auquel sont reliés dans la gorge des Fascette, différents systèmes de passage souterrains complexes, tous d'anciens parcours de torrents hypogés, devenus aujourd'hui plus profonds. Ces couloirs souterrains reçoivent encore actuellement, aux époques de fortes pluies d'abondantes masses d'eau provenant des monts du Marguareis et des contreforts qui en dépendent. Ce sont là des signes non équivoques de canalisations continues, actives par intermittences, qui jouent le rôle de déversoirs d'excédent pendant les périodes de plus forts afflux météoriques.

i) Secteur : *Ponti di Nava (Ormea)*

Une circulation karstique limitée à la base d'un versant calcaire-dolomitique peut être observée à la grotte de l'Orso près Ponti di Nava. L'ensemble souterrain constituant cette grotte ne saurait être entièrement attribué à l'action dissolvante des eaux en circulation : une de ses ramifications offre cependant tous les caractères d'un ancien lit de torrent souterrain ; elle est encore aujourd'hui parcourue par des eaux qui y forment même un lac, de niveau très oscillant.

l) Secteur : *groupe du Mont Antoroto (Garessio)*

La vallée d'Inferno présente des phénomènes karstiques d'un haut intérêt (ce nom est significatif par lui-même, désignant un paysage sauvage et désolé), qui marquent le haut degré d'intensité atteint à l'âge pré-pliocène par la circulation souterraine. Celle-ci est aujourd'hui réduite à un exemple d'importance limitée, mais toutefois assez intéressant. Il s'agit d'un ruisseau qui vient au jour dans les environs du hameau de Ponte di Garessio, après avoir parcouru la grotte Gazzano. Il n'a pas été possible de déterminer la région d'origine de ce ruisseau, mais des observations effectuées à l'extérieur, dans la vallée d'Inferno, ont permis de constater qu'existent des sources et pertes diverses sur le contrefort rocheux à la base duquel se trouve la grotte. Il s'agit probablement, ici encore, d'une circulation qui s'étend au-delà d'un seul versant, et prend naissance en des endroits assez éloignés du bassin d'origine de la vallée d'Inferno.

* * *

Le tableau ci-joint résume sous forme schématique les cas les plus intéressants de circulation hypogée karstique. Si l'on envisage dans son ensemble le développement de cette circulation en Piémont, on peut constater la variété d'aspects et d'importance qu'elle présente d'un endroit à l'autre, en rapport avec les conditions géo-lithologiques locales. La circulation de versant, qui existe partout là où on observe des manifestations karstiques extérieures, ne donne pas toujours lieu à de véritables canalisations accessibles à l'homme. Seulement dans les cas cités ci-dessus on remarque des ruisseaux ou des rivières bien déterminés, qui s'accompagnent de phénomènes de disparition de cours d'eau, avec sources secondaires. Dans les autres cas une rivière collectrice unique manque, à l'état de nos connaissances, et la circulation se produit parmi les diaclases fines.

La circulation se prolonge parfois au-delà des limites d'un seul versant ; elle consiste alors principalement en une disparition des eaux dans le fond de vallée, avec sources secondaires en aval ou sur le fond de vallée lui-même, ou encore sur les flancs à plus basse altitude ; de tels exemples ne sont guère fréquents.

On observe au contraire de nombreux cas de circulation karstique entre vallées différentes ; les eaux météoriques tombées, ou celles qui s'écoulent au sol, sont alors déviées par des drainages hypogés, vers les bassins actifs : les exemples les plus remarquables sont ceux des sources secondaires du Caudano et de Bossea, dont les parcours souterrains dépassent certainement 2 kilomètres.

Le fait de retrouver de pareils cas de perforations hydro-géologiques dans les Alpes occidentales italiennes, où prédominent les roches cristallines et où manquent

les préalpes calcaires, est donc d'un intérêt particulier, et prouve que leur formation peut n'être pas due seulement à de grandes étendues de roches carsogènes, mais aussi à de minces zones de roches calcaires, pourvu que celles-ci se trouvent dans des conditions tectoniques appropriées.

Secteur	Phénomène observé (perte torrentielle, source secondaire, torrent hypogé)	Type de circulation (de versant, de bassin unique entre bassins contigus)
1 ^o) Val Formazza	3 pertes des lacs Boden 3-4 sources sec. au lac Fisch	de versant (gauche de Toggia)
2 ^o) Val Devero — Diveria	perte torrent Pojala perte torrent terrasses Co- delago sources sec. de la vallée Cairasca	de versant (gauche de Toggia) bassin unique (Val Agaro) de versant (gauche de la vallée de Codelago) bassin unique (?) (Val Cairasca)
3 ^o) Val Pô	torrent hypogée, grotte Rio Martino	entre bassins contigus (?)
4 ^o) Val Gesso	sources sec. Dragonera-Ban- dito, aux grottes de même nom	entre bassins contigus (?)
5 ^o) Val Maudagna	torrent hypogée, grotte du Cadauno	entre bassins contigus, per- foration hydro-géologique
6 ^o) Mondolè — Val Corsaglia	torrent hypogée, grotte de Bossea	entre bassins contigus, per- foration hydro-géologique
7 ^o) Montaldo- Pamparato	sources sec. Costacalda, Doce	de versant
8 ^o) Marguareis — Saline — Mongioie	sources sec., torrent Pesio sources sec., torrent Ellero sources sec., torrent Val Fredda sources sec., de Vene (Tanaro) perte torrent Negrone source sec., torrent Negrone	entre bassins contigus entre bassins contigus entre bassins contigus entre bassins contigus bassin unique (Vallée Negrone) bassin unique (Vallée Negrone)
9 ^o) Ponti di Nava	torr. hypogée, grotte Orso	de versant, gauche Vallée Tanaro
10 ^o) M. Antoroto	torr. hypogée, grotte Gazzano	entre bassins contigus (?)

2) — L'Hydrographie souterraine et le phénomène karstique dans les Pré-alpes de la Lombardie Occidentale (par G. NANGERONI).

C'est dans la Lombardie occidentale extrême que les formations calcaires (mésocénozoïques) préalpines commencent à émerger à la surface et c'est ici que débute d'une manière parfois grandiose, le phénomène karstique, et avec ce dernier, en général l'hydrologie karstique. Nous envisagerons ici la bande préalpine, comprise entre le Lac Majeur et la Valsässina, c'est-à-dire entre le Tessin et l'Adda. Ses limites sont donc données par les quatre points extrêmes suivants : Laveno - Luino - Barzio in Valsässina - Lecco. La ligne de base des montagnes : Laveno, Varèse, Côme, Erba, Lecco en représente la frontière sud, tandis que la ligne de démarcation entre les formations en prévalence calcaires et en prévalence cristallines : Luino, Lugano, Menaggio, Bellano, Barzio, en forme la limite nord. Les phénomènes carsiques dans ce quadrilatère ont été l'objet, jusqu'il y a quelques années, plutôt d'explorations que de véritables études systématiques. Ce n'est qu'au cours de ces dernières années que les groupes d'explorateurs des Grottes de Milan, de Varèse, de Côme, de Desio, guidés par de jeunes chercheurs enthousiastes, sous les auspices du Club Alpin Italien, ont imprimé à ces recherches un rythme accéléré, en leur adjoignant en outre des

finalités scientifiques dans les domaines biologique, paléthnologique, physique et géologique. Un ouvrage de R. Pracchi ⁽¹⁾ indique le petit nombre des champs sillonnés (Karren), la fréquence presque aussi faible des dolines, sauf à l'est, c'est-à-dire, déjà dans le groupe des Grigne, l'abondance tout à fait notable, au contraire, des grottes, et, en liaison avec celles-ci, quelques exemples typiques et contrôlés d'hydrologie karstique. A cet égard il faut cependant remarquer que les observations effectuées jusqu'à ce jour ont été plutôt occasionnelles, et qu'en ces derniers temps seulement on a commencé des recherches systématiques; toutefois, les faits à notre connaissance permettent de conclure que le système hydrologique karstique diminue de plus en plus lorsqu'on se déplace vers l'est. En comparaison de certains exemples remarquables de sources karstiques intermittentes ou non, existant dans l'est de la Lombardie, on n'en trouve que peu d'exemples dans le territoire des Alpes bergamasques, et moins encore dans les préAlpes de Brescia. Ce fait serait dû, selon certains auteurs, à un vieillissement plus avancé de la zone orientale. Il n'est cependant tout à fait improbable que tout ceci puisse dépendre de l'épaisseur des formations mésozoïques (calcaires en prévalence), plus grande à l'est qu'à l'ouest, où (région de Varèse) le cristallin et les porphyres permien affleurent déjà à 4-5 km. plus haut que la limite préalpine sud, ou parfois même en pleine colline (Angera), parmi le morénique des amphitéâtres.

Etant donné le petit nombre de renseignements précis qu'on possède en ce qui concerne les caractéristiques de température, de débit et de régime des eaux faisant partie des systèmes karstiques que nous examinerons, je ne pourrais présenter ici qu'une liste descriptive des principaux phénomènes. Exacte comme liste, elle comprendra peu d'autres données, sauf celles purement morphologiques, qui par contre sont complètes et exactes.

a) *Hydrographie karstique de la région de Varèse*

Les montagnes de la région de Varèse ne sont pas groupées en chaînes importantes, mais formées de blocs séparés entre eux par des vallées qui se croisent et s'anastomosent, résultant de la superposition de plusieurs hydrographies différentes. On a ainsi les blocs du Monte Nudo, du Campo dei Fiori, de la Màrtica, du Piambello, du Sette Termini et de l'Orsa, séparés par la Valeuvia et par le Val d'Arcisate aux deux bouts, par le Val Ganna et le Val de Brinzio au milieu. Leur ossature fondamentale est formée de mica-schistes et de porphyres qui affleurent largement dans la région médiane (Màrtica) et au nord (Piambello); la couverture mésozoïque comprend des couches alternées de calcaires, de marnes et de dolomies: le morénique recouvre parfois entièrement les pentes de la montagne. La pluviosité est d'environ 2000 mm. Quant au karstisme, les phénomènes très profonds sont largement développés; les champs sillonnés au contraire peu nombreux, et les dolines très rares. Les grottes connues dépassent le chiffre de soixante-dix; quelques-unes d'entre elles sont remarquables par l'hydrographie à laquelle elles appartiennent. De tous les groupes montagneux, le plus typique à cet égard est le Campo dei Fiori, dont la structure est constituée par un bloc de couches immergées au sud, formées par les micaschistes et les porphyres émergeant au nord (Brinzio), et par la pile mésozoïque tout entière, du trias inférieur au crétacé supérieur. La dolomie ladinique, les calcaires dolomitiques du norique et les calcaires liasiques sont le siège le plus fréquent du karstisme absorbant. Des argiles et des grès du trias inférieur (servin), des calcaires marneux raibliens, et parfois de calcaires marneux rouges et gris jurassiques constituent la base de certaines nappes acquifères.

Autour du Campo dei Fiori, on observe une certaine quantité de petites sources au pied du versant nord et nord-ouest qui regarde vers Orino, Cabiaglio et Brinzio. En général, pour autant que l'on peut voir, ou supposer étant donnée l'épaisse couverture morénique, il s'agit de sources en connexion probable avec la base imperméable de fond (servin, porphyres, micaschistes). D'importance beaucoup plus

(1) R. PRACCHI — Contributo alla conoscenza del fenomeno carsico in Lombardia (*Vita e Pensiero*, Milan, 1943). En cours de publication: une étude sur le karstisme et l'hydrographie carsique dans la région de Varèse, rédigée par le groupe Grottes de Milan, sous la direction du Prof. G. Nangeroni et sous les auspices de Conseil National des Recherches. Un travail analogue est en cours de préparation pour le territoire de Côme (fin 1954); et pour la fin de 1955 on espère voir paraître des études sur les mêmes sujets, rédigés par les groupes Grottes de Bergamo et de Brescia. On possèdera ainsi un tableau suffisamment complet du karstisme en Lombardie, surtout en ce qui concerne l'hydrologie.

significative comme exemple d'hydrographie karstique est la Grotte des Remeron. Sa bouche s'ouvre à 750 mètres d'altitude, à mi-côte du Campo dei Fiori; elle a été explorée jusqu'à 226 m. de profondeur. La grotte est creusée dans du calcaire liasique et ce n'est que sur son fond qu'apparaît une autre roche peu déchiffrable; elle nécessite la descente de huit puits.

Il existe deux lacs, en communication entre eux : le lac Bertarelli, alimenté en prévalence par des dégouttements, avec une dénivellation maxima observée, jusqu'à présent, de 3 m., à mi-parcours; le lac Binda, au fond, alimenté non seulement par des dégouttements et par le filet d'eau provenant du lac Bertarelli, mais aussi, selon toute probabilité, par un courant rapide et impétueux qui provoque dans la masse des mouvements intenses et tourbillonnaires. On ne sait rien de plus, car toute tentative pour dépasser le siphon a été jusqu'à présent infructueuse. Il n'est pas improbable que ces eaux puissent aller alimenter le lac de Varèse; comme il n'est pas improbable que ce système soit en communication plus ou moins régulière avec le système de la grotte Scondurava, dont la bouche se trouve à 930 m. d'altitude, au-dessus de la grotte précédente.

Celle-ci, formée de quatre puits (le quatrième à 106 m. de hauteur!) forme un abîme de 302 m., atteignant par conséquent au moins un niveau situé à 120 m. au-dessous de la bouche d'entrée des Remeron; c'est un gouffre semi-actif imposant.

Un autre cas intéressant est celui du système de la grotte Torregion, au-dessus de Duna en Valcuvia, au pied du Monte Nudo. Dans un angle on remarque un petit lac, dont les eaux, mêlées à d'autres provenant d'un siphon, peut-être en liaison avec une autre grotte voisine, viennent au jour plus bas en une source copieuse et permanente, ayant un débit moyen de 36 l/s.

Sur le fond de la vallée, parcouru par la rivière Margorabbia, près de Cunardo, à environ 400 m. d'altitude, on observe un phénomène karstique qui est parmi les plus remarquables des préalpes lombardes, du point de vue hydrologique. C'est le système complexe des Grottes de Cunardo, creusées dans la dolomie landinique, à travers lequel les eaux de la Margorabbia font un saut de 150 m. entre Cunardo et Ferrera. La rivière pénètre d'abord dans le système compliqué di Ponte Nativo, et forme un lac appelé Lago Sferico; elle disparaît ensuite, et il n'a été en aucune manière possible d'en suivre le parcours. Elle reparait ensuite, selon toute probabilité, dans le système de l'Antro dei Morti, où commence visiblement un torrent au lac Ignoto. Après avoir débouché dans la grande Grotta dei Morti par une voûte basse, ce torrent entre dans un couloir souterrain de 120 m. de longueur, laissant latéralement et plus haut un autre passage à sec, qui représente probablement un ancien parcours des eaux. Le torrent sort de ce couloir actif pour se précipiter dans un gouffre profond.

b) *Hydrographie karstique dans les préalpes de Côme*

Les préalpes de Côme comprennent les montanges de la rive occidentale du lac de Côme, de Cernobbio (Côme) à Menaggio, dans lequel est taillé le sillon transversal, ample et élevé, de le Val d'Intelvi; et en outre le triangle larien, compris entre Côme, Bellagio et Lecco. On peut toutefois mentionner aussi une étroite bande calcaire entre Menaggio et Lugano, située au-delà de la ligne des sillons qui séparent les préalpes des Alpes (considérées en sens lithologique = morphologique). Les calcaires liasiques y prévalent presque absolument; toutefois, au sommet nord du triangle larien et sur le côté oriental de celui-ci, la prédominance appartient au contraire à un ensemble de dolomie principale, de calcaires rhétiques et à Conchodon (Corni di Canzo); en outre au jurassique et au crétacé (rouge à ammonites, calcaire faïence avec silex, grès). Quoi qu'il en soit, ces formations se prêtent dans l'ensemble au développement de karstisme et de l'hydrographie souterraine; on trouve des champs sillonnés importants dans les calcaires à Conchodon (Corni di Canzo), et on y observe également des dolines (M. Piatto).

Les grottes connues atteignent le nombre d'au moins 120; les explorations effectuées sont notables. Toutefois, on ne connaît pas grand chose de l'hydrologie du système.

Sur le versant est du lac de Côme, il faut citer le Buco dell'Orso, au-dessus de Laglio, dont les eaux sont aujourd'hui utilisées; puis le Buco della Volpe, au-dessus de Rovenna, offrant une hydrologie très complexe dont l'étude est à peine à son début. On remarque à l'intérieur un siphon temporaire et d'autres siphons reliant des lacs non encore entièrement sondés. Plus riche en hydrologie karstique, ou du moins plus connu, est le triangle larien; la Fonte Pliniana, située un peu au-dessus du niveau du lac (branche de Côme), est célèbre. La température de ses eaux, selon des observations

récentes, se maintient aux environs de 90,5. On peut l'appeler intermittente, non dans le sens qu'elle se tarit à certaines époques, mais du fait que le niveau de ses eaux, qui sont permanentes, s'abaisse ou s'élève périodiquement. Ces variations de niveau sont comprises dans des limites généralement faibles, de l'ordre de 10-30 mm. en plus ou moins par rapport à un niveau moyen pris comme 0. La période est tout aussi variable au cours d'une journée d'hiver elle a été de 1 h 15 min. (avec dénivellations entre + 30 et - 30 mm.; débit de 20 à 25 l/s); une autre fois, pendant un après-midi d'hiver, elle a varié entre une 1 h 30 min. et 30 min. seulement (avec dénivellations entre + 10 et - 10 mm.; débit de 50-60 l/s). Moins célèbre, mais toutefois assez connue (injustement à vrai dire, car elle est aujourd'hui réduite presque à zéro), est la Menaresta, une modeste petite source souvent tarie, citée par la littérature comme étant la source du Lambro; c'est une source intermittente à période courte et irrégulière. Elle sort d'une petite grotte en fissure, située à environ 900 m. sur le Piano Rancio, au-dessus de Magreglio.

Plus intéressante est cependant la vallée de Nesso, commençant en haut au Pian del Pivano, où le Buco della Nicolina et un autre entonnoir constituent un exemple important d'absorption des eaux. On a effectué des expériences, mais sans résultats positifs, afin de connaître la voie profonde suivie par les eaux qui s'y engouffrent. Il est toutefois certain qu'il existe près de Zelbio deux sources indépendantes, l'une de très faible débit, l'autre très copieuse (Tacchi) dont il n'est pas improbable que les eaux proviennent du Tivano. La partie inférieure de la Grotte Tacchi (la seconde) est parcourue par une rivière temporaire qui en empêche l'exploration complète, possible dans les seules périodes de grand étiage. Dans la grotte Zelbio (la première), la présence d'un système hydrique de quelque importance n'est qu'une simple probabilité.

Certaines grottes du Val Bova, qui descend vers le Piano d'Erba, comprennent de faibles nappes d'eau, ou même de petits torrents sortant de ces grottes. Ainsi de la grotte de la Tana (bouche de 3 m. de largeur et de 1,20 m. de hauteur) sort une petite rivière provenant d'un lac intérieur, alimenté à son tour par une maigre cascade de 70 cm. Un ruisseau sort également du Buco del Piombo, caverne bien connue, située au-dessus d'Erba. L'origine de ce torrent est encore incertaine. L'augmentation de débit qu'on y constate, principalement au cours de la saison d'hiver, est dû sans aucun doute à des eaux d'écoulement superficiel; le problème des bouches soufflantes, en liaison avec l'hydrographie, reste encore à résoudre. Vers la sortie, une grande partie des eaux de la rivière intérieure se disperse à travers de puissants bancs terreux.

c) *L'Hydrologie karstique dans le groupe des Grigne*

La structure du groupe des Grigne est constituée par trois grandes formations superposées, immergées au nord. Chacune d'elles est formée, grosso modo, d'anisique et de ladinique, le premier étant souvent imperméable (argiles) et le second toujours très perméable (calcaire et dolomie). La zone la plus méridionale (Coltignone) est couverte d'argiles calcarifères raibliennes imperméables (Resinelli); le ladinique de la zone centrale (Grignetta) est immédiatement couvert par l'anisique qui sert de base à la formation septentrionale; cette dernière (Grignone) est au contraire un synclinal, si bien qu'à sa limite nord elle est recouverte à la base par du trias inférieur, du verrucain, des porphyres et du cristallin. Les conditions y sont excellentes pour une bonne hydrographie karstique, nettement distincte pour les trois différentes formations. On n'a guère de connaissances précises concernant la zone sud (dont on commence actuellement l'étude); les recherches sont en bonne voie pour la seconde zone (source carsique de l'Acqua Bianca dans V. le al Meria); on dispose d'études récentes, succinctes mais substantielles au sujet de la troisième formation, sur laquelle nous donnons ici quelques indications.

La partie haute du synclinal, occupant la plus grande surface du territoire, est totalement constituée par des calcaires et des dolomies ladiniques. On y observe des phénomènes d'absorption tout à fait remarquables et imposants: dolines en très grande quantité (plus d'une centaine), presque toutes avec gouffre dans le cirque de Moncoseno (versant nord du Grignone entre 1800 et 2300 m.); d'autres dolines au Monte delle Foppe et ailleurs: 90 grottes au minimum, avec développement tantôt en prévalence vertical, tantôt horizontal; une trentaine de petites cavernes et d'abris, une vingtaine de portes et fenêtres; des roches partout fissurées et très absorbantes; des précipitations (pluies et neiges) dépassant 2000 mm.; une hydrographie superficielle limitée, sauf dans le bassin d'Esino (fond du synclinal couvert de marnes raibliennes imperméables); certaines rivières (par ex. l'Esino) perdent facilement leurs

eaux dès qu'elles atteignent le ladinique. Des zones d'absorption se trouvent sur tous les versants. Celui de Pasturo ne manque pas de sources, surtout au contact des schistes imperméables à la base du ladinique (Prabello). Mais le torrent carsique du Gerenzone est d'une importance particulière : il sort, par trois ou quatre grosses sources, d'un gigantesque bloc de dolomie ladinique irrégulièrement appuyé sur du servin (trias inférieur); son débit en 1953 était d'environ 500 l/s, et ses eaux sont utilisées par une petite centrale électrique.

Le versant de Cortabio possède plusieurs sources, dans sa partie inférieure, déjà au contact des formations imperméables de base. A noter spécialement la Fregera (10-12° en décembre); l'Acqualatte, qui alimente la rivière de la Valle dei Molini, est peut-être intermittente, mais elle est encore peu connue; tout ceci naturellement en plus des eaux thermales de Tartavalle, celles-ci étant probablement d'origine non karstique (micaschisti, porphyres, servin).

Dans la vallée d'Esino l'hydrographie karstique visible et intéressante est peut-être uniquement limitée à la source sortant de la dolomie ladinique du San Defendente, le long de l'ancien chemin muletier pour Varenna, mais qui disparaît rapidement (peut-être s'agit-il des eaux mêmes du Fontanino, sur la route carrossable). Dans la vallée de Prada (versant Mandello) l'absorption est très modérée; les seules sources à noter sont celles de l'Era, là où affleure le soubassement d'anisique argileux gréiforme supportant le banc dolomitique ladinique. La zone du Fiumelatte est au contraire fameuse (versant lac de Côme); sa base est constituée par des calcaires du type Perledo, un facies calcaire légèrement marneux de l'anisique. Le Fiumelatte est un torrent à courant violent, si impétueux et aux eaux parfois si abondantes, qu'il donne l'impression d'un véritable rapide formé d'un flot de lait, d'où son nom. Issu d'une ouverture plate située à environ 100 m. au-dessus du niveau du lac, à 200 m. de distance de celui-ci, il est appelé, bien qu'à tort « la rivière la plus courte d'Italie ». A l'intérieur du système de ces grottes, on a effectué de laborieuses explorations de 1921 à 1933, dont le mérite revient principalement à l'ingénieur Guzzi, mais seuls les moyens actuels d'exploration permettraient de les pousser plus loin. Il s'agit d'une rivière intermittente à intervalles toutefois irréguliers; elle est généralement riche en eaux entre la fin de mars et la fin d'octobre; mais cette période tend à diminuer et à devenir non continue. En 1953 elle commença à déborder à la fin d'avril; elle disparut pendant les mois de mai et juin presque entièrement, reprit fin juin, pour disparaître fin d'août; elle coule de nouveau à la fin d'octobre pour cesser à la mi-décembre.

Le rapport entre précipitations abondantes et augmentation de débit est très rapide; en revanche, à ce qu'il paraît (on n'a cependant pas de données exactes) la température est constante (comme dit le peuple, cette eau est froide en été et tiède en hiver). Il semble assuré que l'intermittence ne dépend pas de l'existence d'un siphon, mais du fait que cette bouche serait le déversoir d'un courant souterrain sortant en permanence de la rivière appelée Fiumetto (ou Fonte Uga = Ova), ou Fiumelatte sud. Quant à la provenance de ces eaux, on a avancé de nombreuses hypothèses. On ne peut exclure à priori l'explication populaire, que ces eaux proviennent aussi de la fameuse glacière de Moncodeno, bien que, à mon avis, entre la vallée de Moncodeno et le versant du lac de Côme on doive admettre la présence d'une faille de séparation; par ailleurs, il n'est pas improbable qu'elles proviennent aussi en partie des dolines du Mont Foppe, situées au-dessus.

Il est cependant plus simple d'admettre la prévalence des eaux absorbées en grande partie par le bassin d'Esino (couronne périphérique constituée par des calcaires ladiniques), et peut-être plus encore par les fortes pertes que subit la rivière Esino le long de son cours moyen, en aval du village d'Esino, pertes dont l'existence a été démontrée.

3) — Karstisme et hydrographie souterraine dans le massif du Monte Baldo et dans les Lessini de Verone (par Angelo PASA).

Les limites

La région véronaise, considérée en sens géo-morphologique, peut être renfermée dans des frontières naturelles assez clairement délimitées : à l'ouest le lac de Garde, au sud la plaine, au nord les dépressions tectoniques creusées par la Sella di Loppio jusqu'à Mori, la vallée des Ronchi et les limites septentrionales des Carega jusqu'au massif structural de Recoaro. A l'est ses bornes peuvent être établies grosso modo

aux bords du massif de la Carega, en descendant par la vallée de Chiampo jusqu'à la plaine.

Karstisme et hydrographie sont particulièrement conditionnés par un ensemble stratigraphique en prévalence calcaire, qui comprend le cycle sédimentaire tout entier, du permo-carbonifère jusqu'aux marnes du myocène inférieur.

Une analyse détaillée de cette série révèle les éléments suivants.

Myocène : marnes peu perméables réduites à d'étroites zones (Monte Brioni), ou calcaires granulaires tendres ou compacts absorbants (Monte Moscal, Rocca di Garda et collines de Vérone).

Oligocène : grès ou calcaires glauconitiques, peu puissants vers le haut, suivis de calcaires à algues modérément absorbants, facilement solubles, se désagrégeant dans les milieux humides. Dans ces calcaires on observe un karstisme à structure fine, particulièrement développé dans les diaclases; à partir de phases initiales en fissures élargies on passe, dans les formes mûres, à de vastes dômes reliés par des couloirs de jonction. L'oligocène manque dans les collines de Vérone, où il y a eu régression.

Éocène supérieur : 30-60 m. de calcaires marneux à foraminifères, en couches serrées, surmontés de niveaux plus marneux, gréiformes, plutôt faciles à la désagrégation lorsqu'ils sont exposés en surface, constituent un niveau de retenue sous les calcaires oligocéniques. Dans le Baldo, ils sont souvent remplacés par de grands bancs de calcaires plus purs à algues, semblables à ceux de l'oligocène.

Éocène moyen : le plus souvent, calcaires tendres granulaires, mal stratifiés fortement perméables, facilement solubles et se désagrégeant par actions mécaniques. La masse perméable s'alterne parfois à des tufs basaltiques ou à des basaltes. Ceux-ci constituent des niveaux de retenue, qui sont rarement traversés, et en tout cas localement, par les systèmes karstiques, dans lesquels s'est produite, ou se produit encore aujourd'hui, une forte action mécanique des eaux.

Dans les zones orientales (Alpone) l'éocène calcaire est remplacé par des facies lagunaires ou côtiers, comprenant des successions de tufs, de marnes et de lignites, avec alternances répétées de niveaux absorbants et imperméables.

Éocène inférieur : on y observe le plus souvent des tufs, des basaltes et des nicaux marneux qui constituent un horizon de retenue bien déterminé pour les masses hydriques des ensembles supérieurs. En surface, il se traduit souvent par des terrasses sélectives sous les masses calcaires prévalentes, et par des pentes plus accusées; il est souvent le siège de bonnes sources à débit constant.

Crétacé supérieur : la typique scaglia de la Vénétie est un calcaire légèrement marneux, rouge ou rose, à grain très fin, aisément soluble mais peu perméable, à stratification mince; elle est parfois plus gréiforme vers le haut, et par conséquent plus sujette à se désagréger; généralement plus compacte vers le bas. Toute la masse, sur des épaisseurs variant de 20 à 40 m., est fortement diaclasée et brisée par des leptoclases de clivage, dans les fissures desquelles peuvent circuler de minces voiles liquides; c'est pourquoi la formation revêt souvent les caractères d'une roche pénétrable par fissuration, où se développe parfois un pseudo-karstisme intérieur, avec des réseaux cavernicoles d'une certaine importance.

Crétacé moyen-inférieur : environ 100-150 m. de calcaires marneux théoriquement imperméables, surtout par la présence de nombreux niveaux argillo-bitumineux dans la zone médiane. L'alternance des bancs calcaires donne parfois naissance à des réseaux hydriques de faible valeur. Plus bas on passe insensiblement à des calcaires à silex, bien stratifiés, solubles, dans lesquels réapparaissent des phénomènes de karstisme à structure fine par action chimique. On a en prévalence la formation de cheminées, de couloirs souterrains et de puits, se résolvant souvent en fissures de jonction, dans lesquelles se manifeste l'action mécanique des eaux, qui emporte les minces voiles de marne.

Le crétacé forme en surface de grandes terrasses sélectives à lignes peu accusées.

Jurassique supérieur (Malm = Titonique + Kimmeridgien + Oxfordien) : environ 30 m. de calcaires marneux en plaques à grain très fin, creux, parfois modulaires, très solubles, peu absorbants, en bancs de 15 cm. à 1 m.

La masse calcaire présente le plus souvent un clivage net en grands rectangles, de 1 à 3 m. de côté. Dans les diaclases naît ainsi un karstisme par solution chimique, en prévalence vertical, avec formation de cheminées circulaires provenant de fissures

élargies. Dans les minces voiles marneux-ferreux des joints, l'action est au contraire peu importante.

A la surface se développent facilement d'amples champs sillonnés, à sillons très profonds sur les surfaces planes, et des escarpements verticaux dans les creux des vallées.

Jurassique moyen (Dogger) : une série de calcaires éolithiques, des calcaires à Pentacrines, des calcaires à silex et des calcaires compacts à surface rugueuse se terminent contre un niveau de base en calcaires bronzés, légèrement marneux, à Brachiopodes. La masse est coupée par un fin réseau de leptoclasses à clivage cubique, et par de grandes diaclasses. Tout cela forme un important niveau (30-50 m.) de roches absorbantes, extrêmement solubles, qui se désagrègent souvent mécaniquement, pénétrables par fissuration, et de faible résistance à l'érosion aux plans de jonction. On a ici la formation d'un grand karstisme, aussi bien vertical qu'horizontal, avec conduits à niveau libre, ou d'érosion, encore favorisé par les actions thermoclastiques.

A la surface horizontale, prennent facilement naissance des champs sillonnés en désordre, des « gane », des lignes ondulées; dans les creux on a au contraire de grands escarpements et des sous-excavations (abris) dues à des actions thermoclastiques agissant dans le fin réseau des leptoclasses.

Lias : il comprend une masse de 100-150 m. de calcaires ou de calcaires marneux à stratification nette, intercalés de niveaux argileux ou marneux, plus ou moins puissants (de 1 à 60 cm.), avec quelques niveaux marneux-lignitiques à la base. C'est là un ensemble théoriquement imperméable, mais pénétrable par fissuration, bien que les niveaux de jonction atténuent d'une manière remarquable tout développement karstique. On a ainsi dans la masse la stabilisation de réseaux très fins, amenés au jour dans les creux des vallées par les plans de jonction.

A la surface le lias constitue un niveau résistant, difficilement entamé par les actions météoriques. Aux creux des vallées, l'action mécanique d'érosion et thermoclastique produit le plus souvent des pentes raides et régulières à 45°. Dans la zone du Baldo le lias est remplacé vers le bas par un facies de falaises calcaires et calcaires-dolomitiques à algues et coraux en gros bancs, très solubles, résistant aux actions thermoclastiques, proie facile du karstisme profond et superficiel.

Trias supérieur : les hauts niveaux comprennent parfois des calcaires bitumineux, de couleur foncée, probablement rhétiques, toujours peu développés en hauteur, ou des brèches polygénétiques soudées par un ciment calcaire rose. La masse principale est au contraire constituée par des dolomies blanches ou roses, poreuses, de désagrégation extrêmement facile par actions mécaniques. Plus bas prédominent une dolomie blanche, avec des vides fréquents, cristalline, et des dolomies rouges cariées. La roche est absorbante au plus haut degré, finement leptoclassée, facile à désagréger et partiellement soluble.

Sur les aires montagneuses, la dolomie présente le plus souvent des lignes brisées lorsqu'elle est soumise à des actions thermoclastiques intenses; des lignes rigides, des pentes monotones et des fonds de vallée ondulés dans les climats tempérés ou sous la protection des neiges.

A la base des dolomies se trouve une grande plaine de retenue, formée par des niveaux porphyriques et leurs tufs, qui n'affleurent cependant pas dans la zone ici envisagée.

Basaltes (en sens large = leucites, basaltes, etc.) : très répandus dans toute la région, en masses plus ou moins limitées, ils constituent un élément théoriquement imperméable, mais pénétrable par ses solutions de continuité, ainsi qu'on le constate dans les structures en colonnes du Baldo et des zones de l'Alpone. En ce cas on observe souvent une action mécanique d'élargissement des fissures, et une altération successive de la roche vers des termes argileux qui sont facilement entraînés par les eaux sous forte pression. De pareils phénomènes caractérisent souvent les parois des filons. A la surface le basalte peut se présenter comme un élément conservateur, mais il offre aussi facilement des sous-excavations dans les dépressions, lorsque la roche a subi une forte altération.

L'hydrographie karstique est donc particulièrement développée dans le Dogger et dans le tertiaire avec des niveaux de retenue difficiles à traverser, respectivement dans l'éocène inférieur crétacé et dans le lias. Le développement vertical de ces roches est peu important; c'est pourquoi il ne peut se produire que difficilement une forte

charge hydrique, ni une abondante accumulation des eaux, sinon dans des bassins d'une étendue notable.

Dans la région envisagée on peut distinguer deux secteurs offrant des morphologies opposées.

Dans le Baldo un anticlinal de direction NNE-SSO, de la Sella di Loppio à San Vigilio, atteint son point culminant à la Cima Valdritta (2230 m.). L'anticlinal est détruit jusqu'à son noyau jura-liasique. On peut y distinguer une zone de sommet correspondant au dos du pli, avec des roches à pente modérée. La surface est sillonnée de vallées séniles, karstiques, avec sous-escavation du fond, profondément modifiées par l'action glaciaire. On y remarque des cheminées et des puits à différents stades de décapitation, jusqu'à des formes mûres de gouffres circulaires à bords fortement élargis. L'hydrographie superficielle est absente; les dégouttements y sont rares.

Le versant lacustre présente pour la plupart des pentes éboulées, à peine interrompues par deux petites failles. Celles-ci déterminent la formation de deux paléovalées longitudinales suspendues sur le versant, dans lesquelles se creusent de longs cordons et de petits polje, à fond à peine effleuré par une nappe latente, qui révèle leur ancien fonctionnement comme des fosses de drainage.

Plus bas on remarque un ensemble de conduits éversifs à embouchure en siphon, du type vauclusien, ancien système de sources secondaires exactement aligné le long du niveau supérieur des moraines quaternaires du lac de Garde. La contribution de ces sources est actuellement très faible, et les eaux y coulent dans des auges en terrasses, avec fortes pertes le long de l'axe du couloir. Une grande masse d'eau affleure au contraire à environ 20-m au-dessus du niveau actuel du lac, provenant de sources vauclusiennes dans le secteur nord, et de crevasses aux Canevini di Torre.

Dans toute cette région on observe ainsi une prédominance absolue de l'absorption hydrique par les leptoclastes, ou par un véritable karstisme, qui se développe amplement dans des champs sillonnés, dans des « gane », et directement aux têtes de jonction. Là se forme ensuite un karstisme profond, de plus en plus riche lorsqu'on descend d'amont en aval. Les profondes entailles opérées par l'érosion dans la région moyenne du versant, et spécialement sur la ligne des plus hautes moraines, ne mettent en évidence que de faibles dégouttements à débit variable, tandis que les seules zones profondes, et surtout le contact avec le calcaires marneux du lias supérieur, se trouvent coupés par des réseaux hydriques d'une certaine importance. Le système actuel semble avoir été établi par le niveau lacustre, de même que, au cours d'une phase précédente, il s'était établi sur la ligne des moraines.

Le versant opposé est aussi pauvre en phénomènes karstiques qu'en sources. Sous la zone de sommet s'étend le synclinal Nago-Brentonico-Caval di Novezza (1700 m.) — Ferrara-Caprino, dont le noyau est constitué par des calcaires oligocéniques perméables, criblés de champs de dolines, sous lesquelles se développent de petites cavités verticales, le plus souvent en forme de puits en cloche. Ici entre en jeu l'interférence de fréquents niveaux marneux de l'éocène, de basaltes et leurs tufs. Un système étendu de réseaux se forme sur la couverture crétacée. Quand le phénomène descend au-dessous de ce niveau, ou bien lorsque la surface topographique est établie sur du jurassique, l'aspect du karstisme devient important, avec absorptions directes par puits ou fissures. Dans l'ensemble les phénomènes karstiques de cette zone, jusqu'au Caval di Novezza, indiquent des réseaux primitifs de direction N et NO, vers la dépression de Loppio.

Au S du Caval di Novezza, on remarque des structures analogues en direction de Caprino. L'ouverture de la vallée de l'Adige a dirigé l'approfondissement progressif d'une série de vallées transversales, qui ont fortement creusé les trois morphologies existantes, plus ou moins adhérentes aux caractères morphologiques primitifs. Ces nouvelles entailles ont fait affleurer quelques collecteurs hydriques profonds, de type jeune, parfois avec crues rapides, tandis que la plus grande partie des eaux demeure cachée jusqu'à la base du massif, où elles affleurent en plusieurs endroits par des bouches importantes et à débit permanent.

C'est ce que l'on observe à Pilcante, en liaison avec les bassins de Brentonico, à Belluno avec ceux de Pian della Cenere, et à Pazzon, au sommet des sièges alluvionnaires méridionaux de la vallée du Tasso.

Ici aussi les hautes zones carsiques surmontent de modestes niveaux hydriques de versant, suspendus et appauvris par rapport à des régions hydrologiques actives et imposantes, établies dans les parties les plus profondes des nouvelles vallées.

Le grand secteur des Lessini est formé d'un plateau finement fracturé par de

petites failles à rejet modeste, le plus souvent réunies en faisceaux, dont l'axe suit le Baldo avec pente générale vers le SE. La surface moyenne s'élève, à partir des niveaux de la pleine alluviale (30-60 m.) jusqu'à environ 1300 m., avec une certaine uniformité; ici, et dans le secteur occidental en particulier, elle rencontre un pli en genou, à axe O-E, qui élève les zones supérieures des hauts Lessini.

Une ligne analogue hausse les morphologies du massif de la Cerga (2300 m.).

La zone la plus élevée de la Carega est mise à nu jusqu'à la dolomie, qui a hérité des structures karstiques des calcaires précédents, ainsi qu'on l'observe dans des cuvettes plus ou moins fermées, modifiées par l'action glaciaire. Successivement, les anciennes surfaces ont subi une destruction intense, avec creusement de vallées, qui a gravé de profonds réseaux hydriques intimement liés à la structure géologique fragmentaire de la masse. C'est à de pareils phénomènes que sont dus les affleurements de Val dei Ronchi, de Revolto et de Val Frasselle, excellentes sources permanentes qui sont liées en prévalence à la fonte des neiges d'une zone à végétation peu développée.

La région des hauts Lessini est constituée par une pseudo-plaine, de caractères morphologiques séniles, déprimée en creux légers, le plus souvent limités par des reliefs crétacés, avec fond jurassique absorbant, constellés de petites sources inconstantes. Celles-ci correspondent aux modestes possibilités de réserve des calcaires marneux, dans une zone où prédominent les pariries, et longuement recouverte par les masses neigeuses.

Le karstisme connu est en prévalence profond (630 m. à la Preta), et ses ressources ne suffisent pas toujours aux exigences, encore modestes pour l'instant, de l'élevage pastoral.

Dans les Lessini moyens, on observe encore une zone en pseudo-plaine sénile plus élevée, profondément entaillée par deux éventails de vallées, qui rayonnent des hauts Lessini et de la Carega. Ce plateau est détruit jusqu'aux niveaux jurassiques; il est en prévalence absorbant. Ici se sont d'abord creusés des paléovallées carsiques, des polje, auxquelles peuvent être reliés d'anciens réseaux cavernicoles de caractère strictement éversif. Les cuvettes et les conduits sont presque toujours étroitement liés aux accidents tectoniques (en direction NE-SO). Les nouvelles lignes de vallée, avec direction méridienne, coupent le plus souvent les anciens réseaux, qui ont terrassé sur plus de 200-300 m. Elles s'enfoncent dans les calcaires liasiques et exercent un rappel actif sur les hydrographies profondes, qui affleurent souvent aux fonds de vallée, à partir de systèmes karstiques jeunes privés d'éversion, avec sections pour la plupart modestes.

Mais les affleurements de fond de vallée sont encore peu nombreux par rapport à l'étendue des surfaces absorbantes, et l'oscillation de leur débit révèle un régime de trop-plein qui suppose un système actif sous-jacent.

Dans les bas Lessini, on remarque une zone dans laquelle les couvertures du crétacé moyen sont conservées, avec circulation hydrique en prévalence superficielle, dans des bassins d'alimentation minimes, et de grands bancs éocéniques poreux, avec morphologie carsique sénile, extrêmement arides. Dans ces derniers se répètent, sur une échelle verticale réduite, les phénomènes des hauts Lessini : les cavités sont très rapprochées, modérément développées, et les réseaux hydriques encore plus fréquents.

Du karstisme à structure fine de la zone montagneuse dépendent certaines grandes sources secondaires situées près du pied des collines, et partiellement cachées par des alluvions de fond de vallée. Telles sont les sources secondaires d'Avesa, en liaison avec les zones éocéniques de Vérone; celles de Montorio et Mezzane, reliées à une ligne coïncidant avec la pente générale des couches, coupée par des vallées actuelles, et les sources secondaires de Cazzano. Elles affleurent sur le plus haut niveau du conoïde Adige-rissien, dans lequel se perdent probablement d'autres sources secondaires plus profondes. Celles-ci alimentent une puissante nappe hydrique qui donne naissance aux nombreuses fontaines fréquentes sur les bords de ce conoïde (ligne Villafranca-Zevio), ou sur le bord septentrional de la profonde entaille de la vallée de l'Adige entre Vérone et San Bonifacio.

Le profil général des problèmes hydrologiques de la région est, ainsi qu'on le voit, extrêmement complexe, par les caractères géologiques de la série stratigraphique, qui révèle des niveaux absorbants isolés et de faible développement vertical, par l'état fragmentaire de la tectonique, et plus encore par la limitation des bassins d'alimentation due aux sillons des vallées.

Les conditions hydrologiques difficiles de la montagne de Vérone sont aggravées

par une pluviosité particulièrement faible dans les secteurs moyen et inférieur, plus intensément peuplés, où l'on assiste à une évolution rapide des travaux agricoles et de l'élevage. En même temps on y remarque une rapide augmentation de l'économie hôtelière, qui sature non seulement les grands centres, mais s'étend de façon capillaire aux bourgs et jusqu'aux maisons isolées. De pareils progrès économiques, souhaitables et dignes d'encouragement, trouvent un obstacle dans d'insuffisantes possibilités de ravitaillement en eau, particulièrement au cours des mois d'été pendant lesquels les besoins sont naturellement plus grands.

Il n'est donc pas étonnant que depuis des temps reculés les recherches d'eau aient été une préoccupation constante des habitants de nos Alpes, recherches qui le plus souvent ont donné lieu à des déceptions. Actuellement les distributions locales sont alimentées pour la plupart par des sources de faible débit, souvent par celles du crétacé moyen inconstantes et qui, à un examen attentif, n'offrent pas de garanties hygiéniques absolues, étant directement issues des pâturages souillés de fumier.

Les systèmes de captation sont souvent multiples, et privent ainsi de vastes régions de leurs eaux, qui seraient à peines suffisantes aux besoins locaux. Les meilleures conditions des nappes en réseau fin de l'éocène et du jurassique sont difficiles à atteindre, étant profondes et disposées en systèmes irréguliers. Les grottes explorées révèlent des conduits tortueux, avec fortes pertes, dans un milieu extrêmement fragmentaire. De plus, des dépôts de remblais emplissent souvent les cavités, aussi bien les plus petites que les conduits les plus amples. Les tampons argileux ainsi accumulés sont parfois entraînés par les masses d'eau, puis déposés à nouveau, provoquant de brusques modifications, dans les réseaux hydriques intérieurs. C'est de là que proviennent de rapides chutes de débit, ou la disparition de sources d'une très grande importance économique.

Les ouvrages de captation forcée des réseaux hydriques ont souvent provoqué des conséquences néfastes, en privant d'autres zones de leurs uniques possibilités (ainsi l'installation d'une conduite aux sources secondaires de Mezzano a eu une action immédiate sur l'économie de celles de Montorio, à tel point que l'on a été contraint d'abolir des installations déjà réalisées). Les ouvrages de réserve par barrages dans les conduits karstiques occasionnent le plus souvent, à la longue, des transvasements, sur les côtés ou vers le bas, de masses d'eau rapidement absorbées par les plus profonds niveaux de retenue.

Les conditions de la surface ne sont pas meilleures; les bassins crétacés y sont très limités, et s'écoulent aussitôt sur des roches extrêmement absorbantes et criblées de champs sillonnés, de fissures et de puits verticaux. Des travaux d'assainissement du sous-sol, des plantations de surfaces boisées sur les aires calcaires découvertes ou presque, ont donné comme effet immédiat une certaine augmentation de l'humidité relative, limitée toutefois aux dégouttements locaux. Des travaux de barrage, de drainage et de captation seraient extrêmement difficiles aussi bien à concevoir qu'à réaliser.

Des avantages notables pourraient être assurés par un assainissement intense et capillaire des surfaces karstiques découvertes ou insuffisamment couvertes. On pourrait commencer ces ouvrages en mettant à profit les sillons et les dépressions des plateaux karstiques, ainsi qu'on a déjà fait sur de vastes étendues dans le territoire de Bosco (afin d'assurer une forêt destinée principalement aux exigences de ce centre de tourisme). De pareils ouvrages peuvent créer en un temps relativement court une couverture végétale et un humus qui diminuent l'évaporation et augmentent par conséquent l'humidité relative du sous-sol, en retenant des masses importantes d'eaux d'imbibition. On provoque ainsi une meilleure distribution des réseaux hydriques capillaires, favorisant par conséquent l'augmentation des petites sources, suffisantes aux modestes besoins des petites agglomérations humaines.

L'abandon des surfaces découvertes, la coupe irrationnelle des taillis engendrent au contraire un assèchement immédiat des réseaux superficiels, une diminution des dégouttements dans les premières couches de roche, et un abaissement des niveaux d'écoulement par capillarité. Ce fait a toujours été observé par nous, dans des grottes soumises à des visites périodiques.

La forme d'assainissements indiquée, outre qu'elle améliorerait probablement les conditions générales du climat local, pourrait alléger le souci du ravitaillement en eau obtenu par d'onéreuses installations de distribution aux centres moins importants. Mais on aurait toujours à résoudre le problème des grands centres, pour lesquels on a maintes fois préconisé, comme unique remède, des installations puisant à des réserves d'eau, même éloignées, mais du moins potables, permanentes et abondantes.

Conclusions

La région de Vérone semble indiquer un type caractéristique de zones karstiques, à développement vertical peu homogène, dans un système tectonique fragmentaire. Dans ces conditions, l'hydrographie a présenté, dès ses premières manifestations, un développement irrégulier en surface aussi bien qu'en profondeur, avec de petits bassins de charge et des systèmes sous-jacents complexes, à mailles très étroites, avec fortes déviations.

Le développement successif du paysage a parfois subi des transformations radicales, de caractère karstique; on a eu ainsi des cuvettes avec sous-excavations, déterminant des zones absorbantes, et la formation de réseaux profonds, remaniés par le creusement successif des vallées.

Ces dernières ont établi de nouveaux réseaux profonds, de type jeune, n'affleurant qu'en partie à la base des reliefs, tandis que la majeure partie des eaux se perd dans la masse alluviale des conoides, accumulés au pied des reliefs mêmes.

L'examen des tronçons accessibles des lignes hydriques profondes a le plus souvent révélé des réseaux compliqués, ce qui rend la prospection difficile, car on a alors une forte interférence entre les facteurs hydrologiques, les facteurs tectoniques et ceux directement pétrographiques. D'ailleurs les résultats obtenus par ces recherches sont toujours inférieurs aux exigences provenant des nécessités importantes des grands centres habités. Il est au contraire probable que des recherches minutieuses et détaillées puissent bien servir à résoudre les problèmes particuliers du ravitaillement en eau des petits centres dispersés dans cette région.

L'assainissement en surface peut favoriser une augmentation des sources au niveaux hydriques élevés. Mais une extension théorique excessive d'ouvrages de ce genre n'irait qu'au bénéfice des nappes profondes, donnant par conséquent lieu à une augmentation inutile des sources secondaires de la plaine.

4) — Karstisme et Eaux souterraines dans les groupes calcaires de l'Apennin Umbro-Marchigiano (par C. LIPPI-BOUCAMBI et C. ANTONELLI).

Les manifestations karstiques principales, et les phénomènes les plus évidents d'hydrologie souterraine se présentent dans trois zones de l'Apennin Umbro-marchigiano : le *Plateau de Colfiorito* au-dessus de Foligno, le *bassin du Castelluccio* au pied du Mont Vettore, et, dans le massif des Sibillini, le *plateau de Santa Scolastica* sous les reliefs délimitant au sud le bassin déjà nommé du Castelluccio, et où se trouve la ville de Norcia.

* ■ *

Le plateau de Colfiorito s'appuie sur trois anticlinaux dirigés suivant le méridien et tous rabattus vers l'est; ils constituent, avec un quatrième situé plus à l'ouest, la zone des Apennins comprise entre Foligno et Nocera.

Ce bassin est formé de plusieurs dépressions carsiques à fond plat, avec pente générale de l'ouest à l'est, à une altitude allant de 750 à un peu plus de 800 m. au-dessus du niveau de la mer. Les dépressions sont au nombre de 7 : *Piano di Ricciano*, *Piano di Collecroce*, *Piano di Annifo*, *Piano di Arvello*, *Padule di Colfiorito*, *Piano di Popola e Cese*, *Piano di Colfiorito* ou *Piano di Casone*; elles sont contiguës et plus ou moins communicantes entre elles.

Les flancs du bassin sont constitués par les pentes des montagnes environnantes. d'autres reliefs séparent les différents plateaux du bassin, et d'autres enfin, plus éloignés, ne l'intéressent que du point de vue hydrique, en y versant une partie de leurs eaux. Plusieurs d'entre eux dépassent 1000 m., et les plus importants de ceux-ci sont le Mont Pennino au nord, le Mont Prefoglio à l'est, le Mont Tolagna au sud-est.

Le bassin est cotoyé et en partie traversé par la route nationale n° 77 du Val de Chienti; dans l'entaille qui met en communication le Padule avec le *Piano di Casone*, se trouve la bourgade de *Colfiorito*.

Les roches qui prédominent dans cette zone sont des calcaires appartenant en prévalence au crétacé dans ses différents niveaux. On remarque toutefois quelques étendues, bien que limitées, de lias inférieur et moyen; les terrains plus récents sont représentés en majorité par du quaternaire récent, formé de dépôts fluviaux, de sédiments lacustres et palustres recouvrant le fond des vallées et les sept bassins carsiques, et par des amas détritiques épars sur les flancs des reliefs mésozoïques environnants.

La scaglia, de couleur rouge intense, du sénonien, représente la formation la plus étendue et la plus puissante des environs de Colfiorito, et forme une grande partie des collines s'élevant autour des différents plateaux.

L'origine des sept Piani constituant dans leur ensemble le grand bassin de Colfiorito, est due à l'écroulement des couches situées au-dessus de grandes cavités, proches de la surface, creusées par corrosion des eaux souterraines dans les calcaires liasiques et néocomiens constituant le fond de ces bassins.

On ne peut toutefois exclure qu'au modelage de la région aient aussi contribué des éléments tectoniques, dus à la dernière phase du soulèvement des Apennins et à l'action subséquente des eaux alluvionnaires.

Le *Padule di Colfiorito*, avec les Piani *Arvello*, *Annifo* et *Collecroce* qui en sont des annexes, est en particulier une cuvette fermée, dans une zone calcaire à décharge souterraine, présentant plusieurs gouffres semblables au polje dinarique classique. çà et là émergent des hauteurs arrondies, qui sont les parties non submersibles des fonds lacustres, et qui ont contribué, au cours des abondantes pluies du quaternaire, à acheminer, à partir des différents polja inondés, les eaux non absorbées par les gouffres et par les diaclases des couches calcaires sous-jacentes, vers la vallée du Chienti d'une part, et vers la plaine de Foligno de l'autre.

En ce qui concerne l'hydrographie, le bassin de Colfiorito apparaît comme entièrement fermé dans son ensemble, car ses trois ouvertures n'ont, dans les conditions normales, aucune fonction de décharge des eaux vers l'extérieur. Au *Piano di Ricciano* seulement, au cours des périodes de grande pluviosité, lorsque le gouffre ne suffit pas à absorber la totalité des eaux, ces dernières sortent à proximité du seuil du plateau, dans la localité Battegaia, au Fosso del Cifo, et débouchent dans la rivière Menotre près de Casenove (Ombrie). Une canalisation artificielle, au moyen d'un tunnel nommé « Botte dei Varani », favorise au contraire la décharge du *Piano di Casone* dans la vallée du Chienti (Marche).

Les gouffres sont les manifestations caractéristiques de l'origine karstique de ce bassin, et absorbent naturellement la grande masse des eaux qui des reliefs environnants affluent aux différents plateaux, ou qui y tombent pendant les pluies : l'un d'eux est situé presque au centre du *Piano di Ricciano* ; un autre à la partie la plus basse du *Piano di Annifo* ; l'eau y est acheminée par un fossé appelé « Fosso del Rio », qui réunit les eaux du *Piano Collecroce* et du *Piano d'Annifo*. Ce gouffre est une cavité conique en forme d'entonnoir, de 4 à 5 m. de diamètre et de 1 m. de profondeur, rempli de détritiques de calcaires crétacé revêtus d'une couverture herbeuse qui empêche d'apercevoir la structure intérieure.

Deux autres gouffres se trouvent au *Piano di Arvello* ; ils sont petits et d'une capacité d'absorption limitée, en contraste avec l'ampleur du plateau : c'est pourquoi des eaux abondantes se déversent dans le *Piano di Annifo* situé au-dessous.

Mais le gouffre de beaucoup le plus important et caractéristique se trouve à *Padule di Colfiorito*, sous les pentes du M. Orve. C'est une grande cavité, de 10 à 20 m. de longueur et profondeur maxima d'environ 5 m. Il est aujourd'hui largement modifié par la main de l'homme, afin d'en accroître la capacité d'absorption : un ancien moulin utilisait, il y a quelque temps, la chute des eaux qui tombent du bassin dans ce gouffre. Celui-ci est creusé dans la scaglia sénonienne, d'un rouge vif caractéristique, très fissurée et par conséquent très perméable ; le fond est couvert de détritiques de cette roche.

Un autre gouffre se trouve enfin dans le même *Padule*, à la naissance de l'entaille de fond, près de la route nationale. Il a également été rendu plus actif par l'intervention de l'homme.

Le *Piano di Colfiorito* ou *Piano di Casone* était encore il y a quelques siècles un vaste lac. Il ne présente pas de phénomènes d'hydrologie souterraine, mais l'absorption des eaux qui y tombent en pluie ou s'y déversent des hauteurs environnantes, se produit à travers un système de canaux et d'un collecteur central, le Rio Cese, provenant du Piano di Popola e Cese de même nom. Celui-ci se décharge ensuite, par la Botte dei Varani déjà citée, dans la rivière Chienti. On ne peut pas pour cela nier la nature karstique de ce Piano, analogue à celle des autres plateaux aussi bien par son origine et sa structure, que par les nombreuses sources qui y affluent, comme celles de « Capofosso », de « Casone », de « Fonte Fermana ». Une partie des eaux, dans ce plateau comme dans tous les autres, est absorbée à travers les détritiques calcaires et les cônes de déjection, très fréquents à la base des formations montagneuses ; entre autres la Valle del Grillo, au nord-ouest est particulièrement vaste.

En ce qui concerne l'hydrologie souterraine, on ne peut rien déduire de l'examen de ces gouffres : l'étude de la tectonique, tout en indiquant comme plus probable,

étant donnée l'immersion des couches en prévalence à l'ouest, un mouvement générales des eaux souterraines vers le versant tyrrhénéen, ne peut toutefois pas donner d'indications suffisamment sûres; en effet un vaste et complexe système de fractures intérieures, caractéristiques de la nature karstique de cette zone, pourrait acheminer vers d'autres directions, en contradiction avec l'immersion de couches, la masse de ces eaux.

Une première confirmation de l'hypothèse basée sur les études tectoniques, est l'abondance et la richesse en sources du versant tyrrhénéen (Rasiglia, Nocera Umbra, Acquacci, Bagnara, Capo d'Acqua, etc. etc.).

Afin d'avoir une confirmation définitive de cette hypothèse, on a tenté différentes épreuves: en 1938 on a effectué des expériences par la méthode colorimétrique d'abord et par celle bactériologique ensuite. On a mêlé la première fois de l'uranine et de la fluorescine, la seconde fois des cultures de « *Bacillus prodigiosus* » à l'eau du Padule qui se déverse dans ce vaste gouffre (Moulin Vitali), en prélevant ensuite des échantillons dans la haute vallée du Chienti. Ces expériences ont donné des résultats entièrement négatifs, prouvant ainsi que les eaux du Padule ne semblent pas se diriger vers le versant de l'Adriatique. On renforce ainsi l'hypothèse que l'hydrologie souterraine de ce bassin ait débouché naturel sur le versant tyrrhénéen.

En 1949, en liaison avec le Bureau hydrographique du Ministère des Travaux Publics, les expériences furent reprises par la méthode colorimétrique; on introduisit dans ce même gouffre du Padule une très grande quantité de solution fluorescente d'uranine, en effectuant des prélèvements sur un réseau de 30 sources, presque toutes situées aux bords du massif calcaire.

Les résultats ont été nettement positifs, confirmant ainsi avec certitude que toutes, ou presque toutes les sources situées le long de la vallée du Topino sont fortement influencées par les eaux du bassin de Colfiorito, que cette influence est douteuse pour les sources du Menotre (Rasiglia, Alzabovè, Coppo, etc.) et enfin qu'elle est faible et discontinuë pour les sources de la vallée du Chienti.

Il est donc prouvé que les eaux qui disparaissent dans ce gouffre se dirigent en presque totalité vers la vallée du Topino, et ceci par des communications plutôt directes, si l'on considère, par exemple, qu'à la source de Capo d'Acqua, sur une dénivellation de 350 m. par rapport au gouffre, on a prélevé des échantillons fluorescents une heure seulement après l'introduction de l'uranine.

* * *

Les massifs des Sibillini, sur la limite entre les provinces de Pérouse et d'Ascoli Piceno, est constitué par un groupe de plus de 70 cimes, dont beaucoup dépassent 2000 m., serrées les unes contre les autres, et donnant une impression de majesté et d'âpreté, plus que tout autre groupe de l'Italie centrale et méridionale.

Du point de vue géologique ce groupe appartient pour sa plus grande part au crétacé, avec des affleurements de terrains de la série jura-liasique, et des sédiments éocènes peu étendus.

Recouvert par la mer à l'âge crétacé, son immersion commença probablement vers la fin de l'éocène, pour se poursuivre peut-être, mais avec une moindre intensité, au cours de l'oligocène, et se terminer, par un dernier soulèvement, à la fin du myocène. Au début du pliocène, les Sibillini présentaient donc déjà cette ligne générale et cette ossature que l'on admire encore aujourd'hui; successivement, surtout pendant le quaternaire ancien, les eaux alluvionnaires modelèrent et donnèrent forme à la région, l'amenant ainsi à sa configuration actuelle.

Aux pieds du plus haut relief, le M. Vettore, du côté sud sur le versant ombrien, s'étend un grand bassin fermé, le bassin de Castelluccio, formé de quatre plateaux: le *Piano Grande* (de beaucoup le plus étendu et le plus important du point de vue ici envisagé), le *Piano Piccolo*, le *Piano Perduto*, la *Regione S. Lorenzo*.

Il s'agit de bassins karstiques en cuvette, provenant de l'écroulement de grandes cavités voisines de la surface, comme nous l'avons déjà vue à propos du bassin de Colfiorito.

L'hypothèse d'une origine karstique est confirmée par la tectonique et par la stratigraphie, car on observe ici que les couches du crétacé sont disposées presque en demi-cercle tout autour du Piano Grande, et immergées vers le centre de la cuvette. pour reprendre ensuite au nord et au sud leur direction suivant le méridien.

On ne peut exclure qu'au modelage de cette région ait contribué d'abord l'action tectonique correspondant à la dernière phase du soulèvement des Apennins, puis des phénomènes carsiques dus à l'action des eaux, et peut-être aussi des actions

glaciaires. Ce plateau se trouve en effet sur l'emplacement d'une faille, qui a constitué un lieu parfaitement approprié à une accumulation des eaux, et à sédimentation qui en fut la conséquence.

Les phénomènes karstiques se présentent dans la chaîne des Sibillini sous des formes spectaculaires et caractéristiques. Les *tecchie* sont rares, et les *grottes* sont de peu d'intérêt (la Grotta delle Fate est près de la cime du M. Sibilla, est cependant célèbre à cause des légendes qui s'y rattachent et de la littérature qui a fleuri autour d'elle), les *puits naturels* manquent. On y observe au contraire en grand nombre les phénomènes carsiques propres des régions qui ont subi de fortes dislocations : *karren*, *gouffres*, *polja*, *dolines* et *petits lacs*.

Des karren (entailles étroites et profondes) sillonnent les surfaces inclinées des bancs calcaires du Mont Rotondo et du Rio le Cuto en particulier ; on doit considérer comme des polja des différents plateaux, et surtout le Piano Grande di Castelluccio : des dolines sont éparses un peu partout, spécialement au Piano Grande, dans le vallon carsique situé entre Macchia Morella et le Pianetto di Rio Dogana, au débouché du Piano Piccolo avec le Pianetto di Rio Dogana, au sud-ouest de celui-ci, près de Fonte del Vescovo, contre les pentes de Casale Cardisciano. On trouve également des dolines aux hautes altitudes : sous la cime de M. Argentella, dans la haute vallée de l'Aso, dans la cuvette de Palazzo Borghese, où on en compte jusqu'à cent sur une surface d'environ un tiers de kilomètre carré, entre Palazzo Borghese et Monte Porche, à la tête de la Vallengunga, entre la Cima Cannafusto et la Cima Vallengunga dans la haute vallée du Panico, et en de très nombreuses autres localités.

Tandis que pour les dolines du bassin de Castelluccio on peut affirmer à peu près sûrement qu'elles sont du type à écoulement, c'est-à-dire produites par l'écroulement de la couverture de cavités situées au-dessous, pour celles à haute altitude il faut au contraire admettre qu'elles soient pour la plupart dues à l'effet de dissolution chimique des eaux. Ces dépressions se présentent en général comme des creux circulaires ou elliptiques, le plus souvent peu étendus, mais parfois aussi très amples, en forme de cuvette, d'écuelle, d'auge, d'entonnoir, de calice, mais jamais de puits ; réunis en groupes ou isolés, épars ou alignés suivant une ou plusieurs directions.

Les petits lacs sont également fréquents, aussi bien dans les zones de basse altitude que, plus souvent, dans les hautes régions ; entre autre nous citerons le lac de Rio Vallengunga et la grande doline Rio il Laghetto non loin des cimes de Palazzo Borghese. Un véritable lac est le Lago Pilato, situé dans le crique glaciaire du Vettore, dépourvu d'émissaire, d'origine karstique-glaciaire.

Mais les manifestations classiques, et les plus intéressantes de la région, sont les gouffres ; dans la zone centre-méridionale du Piano Grande di Castelluccio, sous les pentes orientales du M. Castello, s'ouvre une grande cavité en forme d'entonnoir, à peu près circulaire, avec diamètre supérieur maximum d'environ 100 m., et profond, par rapport à l'altitude moyenne du plateau, d'environ 20 m. ; elle est creusée dans du lias inférieur, abondamment fracturé et disloqué ; on peut y voir, pendant la saison sèche, les larges fractures, de grande capacité, par lesquelles disparaissent les eaux. Celles-ci y sont acheminées par une entaille karstique appelée le Fosso dei Margani, qui commence vers le centre de la prairie et reçoit, par de nombreux canaux, les eaux environnantes.

Un autre gouffre, plus petit et moins visible, se trouve, toujours au Piano Grande, à l'extrême sud entre C. Sassetti et C. Faeto ; il reçoit l'eau par un fossé qui prend naissance dans une légère dépression du Piano où affleurent quelques sources.

Des quatre bassins hydrographiques en lesquels on peut diviser le groupe des Sibillini : plateau de Castelluccio, haut Nera, haut Tenna et haut Aso, seulement le *bassin fermé de Castelluccio* présente donc un intérêt particulier en ce qui concerne le phénomène de l'hydrologie souterraine, aussi bien par ses innombrables dolines, presque toutes absorbantes, que par les deux gouffres existant au *Piano Grande*.

Ces manifestations karstiques, même pendant les périodes très pluvieuses, donnent lieu à une rapide absorption des eaux.

Le problème du parcours souterrain a été affronté par l'étude tectonique et par l'examen du bilan hydrique, puis par des expériences pratiques de coloration.

L'étude tectonique indique comme plus probable pour le parcours souterrain une direction vers la région de Norcia : le calcul hydrographique confirme cette hypothèse, car on ne saurait expliquer autrement les grandes quantités d'eau débitées par de nombreuses sources éparses dans la cuvette de Norcia.

Pour obtenir une confirmation de l'hypothèse précédente on a exécuté en mai 1947 une épreuve colorimétrique. Après introduction d'une solution d'uranine à haute concentration dans le gouffre des Mergani, on effectua des prélèvements d'eau

sur 16 sources, 12 dans le bassin de Norcia, 3 dans celui du Tronto et une dans celui de l'Aso.

L'examen de tous ces échantillons a malheureusement donné des résultats négatifs; on ne peut donc rien affirmer de certain à ce propos. L'hypothèse basée sur des études tectoniques et hydrologiques attend donc encore une confirmation.

* * *

La cuvette de Norcia, ou *Piano S. Scolastica*, déjà citée, est en étroite liaison avec le plateau de Castelluccio et avec la chaîne meridionale des Sibillines.

Ce plateau se trouve à la limite sud-est de la chaîne, à une altitude variable entre 600 et 800 m., donc environ 500-700 m. au-dessous du plateau de Castelluccio, dont il est séparé par une série de reliefs calcaires de masse considérable : les monts Patino, Fusconi, Vetica et Ventosola.

Les phénomènes karstiques sont représentés sur ce plateau par d'innombrables sources qui, par la constance de leur température; la variabilité de leur débit et l'intermittence de certaines d'entre elles, révèlent leur origine karstique.

Toutes sortent, par des conoïdes torrentiels disposés en éventail sur le côté Est de la plaine, des masses calcaires pénétrables qui séparent cette cuvette du bassin de Castelluccio.

L'hydrologie superficielle est représentée principalement par deux cours d'eau : le torrent *La Pescaia* et la rivière *Sordo*. Le torrent *La Pescaia* a sa source sur les pentes du M. Pizzuto; après un parcours variable de 13 à 16 km. il disparaît dans le terrain pour réapparaître plus bas, donnant naissance, avec d'autres petites sources, à la rivière *Sordo*. Après de nombreux examens sur place on a pu exclure définitivement que cette corrélation, entre les deux cours d'eau puisse être de nature carsique, ainsi qu'on le pensait auparavant; elle est due exclusivement à un sol formé de graviers et par conséquent très perméable.

L'hydrologie karstique de cette zone se concentre donc dans l'important groupe de sources situé à la limite entre les grands conoïdes de la chaîne pré-Sibilline et la plaine elle-même, à la périphérie de la ville de Norcia.

Parmi ces sources un intérêt particulier est revêtu par celle du torrent *Torbidone*, qui sort de façon intermittente des dépôts lacustres appuyés sur les calcaires du crétacé inférieur de Poggio Valaccione. On croyait anciennement que l'intermittence de cette source fût régulière, avec une période de sept ans; on peut affirmer aujourd'hui, dans l'ensemble, qu'au cours d'une période de dix ans ces sources demeurent tarées pendant quatre ans et actives pendant six ans; leur débit dépend surtout des conditions météorologiques. Il faut croire que cette source est un déversoir de trop-plein pour les eaux provenant de sources diaclasiques cachées par les bancs de détritux et par les cônes de déjection.

Elle est actuellement à sec, après avoir donné un très faible débit au cours de l'année 1948, où les eaux n'ont pas même dépassé le niveau supérieur de la cuvette de naissance.

Parmi les autres sources de type karstique par nous citées, celles de S. Martino se présentent comme de nombreuses bouches rapprochées les unes des autres, dans un petit lac très limpide à fond recouvert de végétation, rappelant les « Fonti del Clitunno ». Ces eaux sont dispersées pour des usages d'irrigation, et s'épuisent complètement à la hauteur de la gare de chemin de fer de Norcia; le cours d'eau renaît ensuite au sud par quatre bouches (localité *Le Conce*), et se mêle à d'autres sources : *Salicone*, *Copparo* et *Le Coppai*, qui, après avoir arrosé et richement fertilisé la plaine dite des Marcite, donnent naissance à la rivière *Sordo*. Celle-ci, augmentée de multiples sources situées sous son lit, se jette à Serravalle, après un parcours de 6 km., dans la rivière *Corno*, affluent de la *Nera*.

BIBLIOGRAPHIE

- LIPPI-BONCAMBI C. — Il bacino carsico di Colfiorito. (*Bollettino Società Geologica Italiana*; Vol. LVII, fasc. 2-3; Rome, 1939).
LIPPI-BONCAMBI C. — Osservazioni morfologiche sul bacino di Colfiorito e presupposti geo-idrologici della sua bonifica. (*L'Universo*; Anno XXI, n. 7; Firenze, 1940).
LIPPI-BONCAMBI C. — Il fenomeno carsico nei Sibillini Centro-Meridionali. (1^o campagna, 1946) (*Ricerca Scientifica e Ricostruzione*; Febbraio-Marzo, 1947).

- LIPPI-BONCAMBI C. — Idrologia sotterranea dell'Altipiano del Castelluccio di Norcia. (*Annali Facoltà Agraria*; Vol. IV, Pérouse, 1947).
- LIPPI-BONCAMBI C. — I Monti Sibillini. Centro Studi Geografia Fisica; C. N. R.; Serie X (*Morfologia e idrografia carsica*, Vol. I, Bologne, Tip. Mareggiani, 1948).
- LIPPI-BONCAMBI C. — Idrologia sotterranea dell'Altipiano del Castelluccio di Norcia. (*Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXVI, 1947).
- LIPPI-BONCAMBI C. — La circolazione idrica sotterranea nei Sibillini Centro-Meridionali. (*La Ricerca Scientifica*; Anno 18°, n. 5-6, Maggio-Giugno, 1948, pp. 594-598).
- LIPPI-BONCAMBI C. — Il fenomeno carsico nei Sibillini Centro Settentrionali. (*La Ricerca Scientifica*; Anno 18°, n. 7, Luglio, 1948).
- LIPPI-BONCAMBI C. — Idrologia del Piano di Santa Scolastica (Norcia). Relazione campagna 1948. (*La Ricerca Scientifica*; Anno 19°, n. 1-2, Gennaio-Febrero, 1949).
- LIPPI-BONCAMBI C. — L'idrografia carsica del Piano di Santa Scolastica (Norcia). (*Boll. Soc. Geogr. It.*, Serie VIII, Vol. II, Gennaio-Febrero, 1949).
- LIPPI-BONCAMBI C. — Stato attuale del rilevamento catastale delle cavità sotterranee in Umbria. (*Rassegna Speleologica Italiana*; fascicule 4; 1950).
- LIPPI-BONCAMBI C. — Le risorgenti alimentate dal bacino carsico di Colfiorito (Umbria). (en cours de publication dans les « *Actes du Congrès international de Spéléologie* », Paris, sept. 1953).

5) Karstisme et hydrographie souterraine du versant méridional du Gran Sasso d'Italia (par E. MALESANI).

Le versant méridional du Gran Sasso d'Italia, compris entre la ligne de crête de la chaîne sud (du Monte San Franco au Monte Capo di Serra) et le cours de l'Aterno. descend en gradins, par échelons successifs, vers le fond de la dépression d'Aquila. L'ensemble des plateaux et des gradins de ce versant est formé de terrains en prévalence calcaires, dans lesquels, par l'effet du karstisme qui y domine, l'absorption des eaux de précipitation est à peu près intégrale ⁽¹⁾.

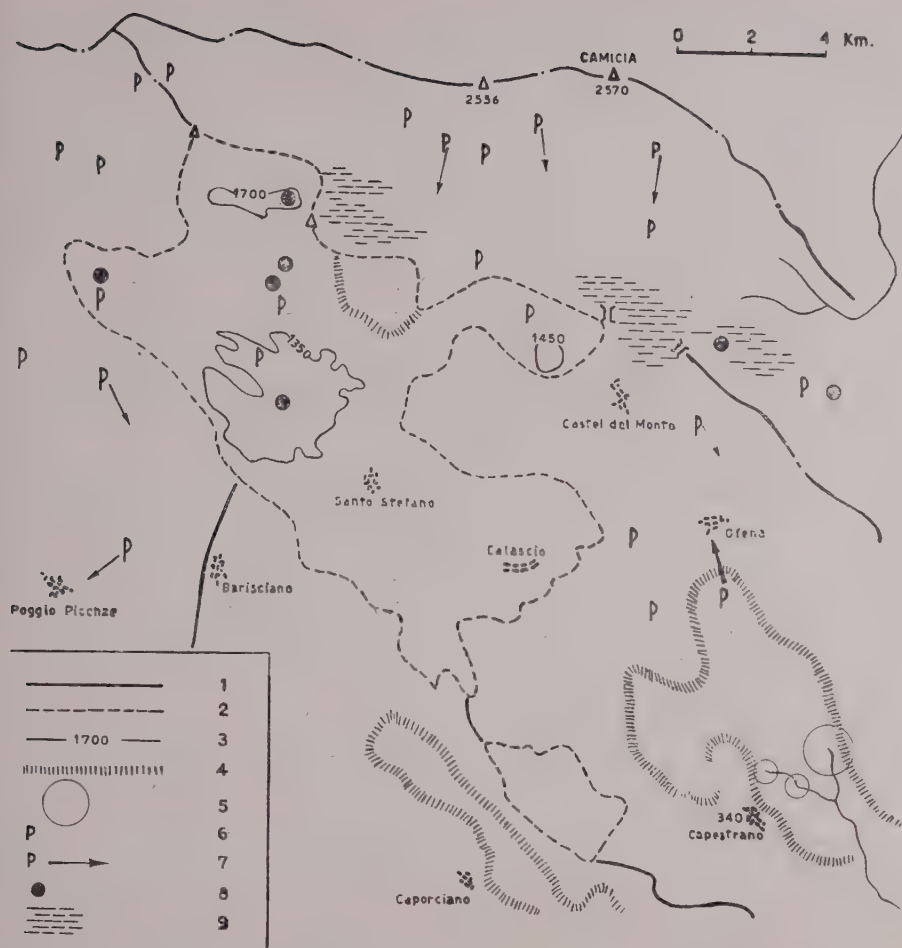
Au cours du pliocène, sur ce versant comme sur celui septentrional, s'était établi un réseau hydrographique serré, de caractère principalement tectonique, avec entailles disposées le plus souvent en sens longitudinal (c'est-à-dire en direction NO — SE). Durant les plus récents processus disjonctifs, qui ont produit un vaste système de failles longitudinales, et par suite des actions karstiques qui s'y sont ensuite superposées, l'hydrographie superficielle a presque entièrement disparu.

Les phénomènes karstiques ont pris un développement grandiose et typique sur de vastes zones de ce versant, étant donnée la large diffusion des terrains en prévalence calcaires. En réalité, les calcaires mésozoïques et tertiaires sont partout très fissurés et pénétrables, donnant ainsi lieu à un paysage aux formes arrondies et monotones, extrêmement aride à la surface et diversement tourmenté par le karstisme, surtout dans la section au nord de Castel del Monte; ici le terrain, dans les régions de Papa Morto et de Ricotta, apparaît criblé d'un grand nombre de dolines. Mais l'élément morphologique de beaucoup le plus intéressant, sur ce flanc méridional du massif, est offert par la présence de dépressions caractéristiques, au modelage karstique, connues sous le nom de « piano ». Il s'agit de cuvettes assez profondément creusées, dont le fond est presque toujours occupé par un voile d'alluvions formant des surfaces planes plus ou moins étendues. Celles-ci ont une forme grossièrement elliptique ou sub-elliptique, plus ou moins allongée, de surface très variable; leur localisation altimétrique oscille entre 750 et 1600 m., mais la plus part d'entre elles sont situées entre 1000 et 1400 m.

Nous passerons ici rapidement en revue les différents groupes de ces « piani ».

La zone karstique au-dessus de Castel del Monte présente une altitude comprise entre 1000 et 1900 m.; elle est caractérisée par l'absence complète de cours d'eau, tandis que les petits lacs contenus dans les « piani » sont assez fréquents. Les terrains

⁽¹⁾ Les recherches dont on relate ici les résultats ont été accomplies par M. Ortolani et A. Moretti, au cours de trois campagnes d'études successives, effectuées au cours des trois années 1947-1949. Voir : M. Ortolani et A. Moretti — Il Gran Sasso d'Italia (versante meridionale). *Centro di studi per la geografia fisica*; Bologne. Mareggiani, 1950.



LEGENDE

- 1 Ligne de portage des eaux — 2. Limite périphérique du système — 3 Ligne de même niveau
4. Limite périphérique des "plans" karstiques ouverts. — 5 Source ayant un débit supérieur à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ —
6. Source intarissable ayant un débit inférieur à 10 L.s. — 7 Source captée par l'aqueduc —
- 8 Entonnnoirs — 9 Zone formée en "dolines", —

Fig. 4

Système de bassins karstiques fermés sur le versant méridional du Gran Sasso.

calcaires y prédominent, du trias au néogène, faisant partie d'un motif tectonique à larges plis, accompagné de nombreuses failles plus ou moins importantes, orientées principalement suivant le sens des Apennins.

La fréquence des roches calcaires a permis le développement, sur de vastes surfaces, de phénomènes karstiques de différents ordres, allant des champs sillonnés aux systèmes de dolines et à ceux plus complexes qui, altérant le réseau hydrographique tertiaire, ont donné lieu à la formation de vallées inactives et de « piani ».

Ces aspects particuliers de la morphologie karstique sont spécialement localisés dans la région Ricotta, un petit plateau de 2 km^2 de surface, situé à 1500 m. au nord

de Castel del Monte. On y trouve de nombreuses dolines en assiette et en entonnoir, dont certaines, de forme oblongue, proviennent de la fusion de deux ou plusieurs dolines et forment de petits « uvale ». Au NO de Castel del Monte, on observe quelques tronçons de vallées inactives suivant l'alignement habituel, et le beau Piano di Natrella.

Au sud du centre habité, une autre zone karstique est formée par le Piano di S. Marco; celui-ci se compose de deux parties, dont la plus élevée au nord, allongée dans le sens du méridien, a une longueur d'environ 1200 m., et une largeur de 500 m., tandis que la plus basse, au sud, longue d'environ 2 km., présente l'orientation habituelle de NO à SE. Le « piano » est presque tout compris dans l'isohypse de 1100 m., et son fond, couvert de matériaux de transport, est intensément cultivé. L'existence d'une zone d'alluvions en terrasse, affleurant à la partie sud du bassin, prouve que ce « piano » était une ancienne vallée, qui devait se déverser dans le grand « piano » d'Ofena-Capestrano.

Immédiatement à l'ouest du « Piano » S. Marco, on trouve deux autres petits « piani » en liaison avec le premier dans le cadre de l'hydrographie tertiaire, ceux de Calascio et de Tagno. L'interprétation de ces « piani », basée sur leur étude morphologique, induit aussi à les considérer comme des parties élargies et rendues indépendantes d'un unique sillon de vallée tertiaire, dont les eaux se déversaient sans doute dans le bassin du « Piano » di S. Marco.

La troisième zone présentant des phénomènes karstiques caractéristiques est la région Locce, située à NO de Santo Stefano di Sessanio. Le « piano » Locce, qui s'enfonce dans des calcaires clairs compacts, attribuables au crétacé supérieur, offre un contour arrondi; son fond, situé à 1200 m. et occupé par des matériaux de transport, est en partie couvert de pâturage, en partie cultivé. Les calcaires des pentes orientales du Monte Carpesco sont disloqués par une faille de direction SO — SE, qui se prolonge encore au SE de Locce; la dislocation observée est en liaison avec les phénomènes carsiques, ainsi que le prouve l'existence, près du bord ouest, d'un gouffre important en forme d'entonnoir, creusé dans des calcaires crétacés. Dans la zone la plus déprimée, on remarque un petit lac presque exactement circulaire couvrant une superficie d'environ 1000 m².

Au SO du « Piano » Locce, et séparé de celui-ci par le Monte Carpesco, se trouve un vallon inactif d'une longueur de 2,5 km. toujours en direction NO — SE, nommé Valle Cupa. La dépression de la Valle Cupa se poursuit vers le NO par les « piani » de Fogno, situés à plus grande altitude et qui, avec la Valle Cupa, constituent les restes d'un ancien sillon de vallée plio-pléistocénique.

Au NO des Locce, à près de 2 km. de distance, s'ouvre la Valle Ombrica, au fond de laquelle se trouve une zone nivelée, aux environs de 1460 m., qui semble correspondre à une petite fosse tectonique; elle devait fonctionner comme une vallée s'écoulant dans les Locce, mais elle est restée isolée par l'effet des phénomènes carsiques.

Au nord de la vallée Ombrica, et séparés de celle-ci par une côte en relief, s'étendent, toujours en direction NO — SE, les quatre « piani » de Passaneto, qui forment dans l'ensemble une dépression à axe presque rectiligne d'environ 4 km. de longueur. Leurs caractères géologiques et morphologiques montrent qu'il s'agit des restes d'un ancien tronçon de vallée engendré par les conditions tectoniques; les actions de modelage dues au karstisme n'ont pas complètement modifié la morphologie de la vallée, qui est encore aisément reconnaissable.

En amont des centres habités de Santo Stefano et de Calascio sont creusés quatre « piani » carsiques : ceux de Prosciuta et de Chiano près de Santo Stefano, et ceux de Tagno et Calascio, déjà cités, près du village de même nom. Ces quatre « piani » sont situés le long d'une même dépression orographique dirigée de ONO à ESE, qui semble former la suite des deux dépressions occupées par les Locce et par la Valle Cupa.

La Prosciuta a une surface de 3,2 km², et le Chiano de 2,6 km², entre les limites de la crête périphérique comprenant le bassin karstique endorrhéique tout entier : le point le plus bas des deux « piani » est situé à 1200 m. d'altitude environ.

Immédiatement en aval des deux centres habités se trouvent les deux « piani » Viano et Vuto, qui sont parmi les plus caractéristiques des Abruzzes, bien que de dimensions moyennes; O. Marinelli, à la planche XIV de son Atlas des types géographiques, les compare au « piano » du Fucino. Le Viano mesure 2,5 km² et le Vuto 1,525 km²; ils forment un système unique, allongé suivant un axe presque rectiligne de ONO à ESE, séparés par une barre de calcaire jurassique appelée la Forchetta. Ces deux « piani » sont des bassins karstiques en voie de fusion, et se trouvent compris

entre les calcaires du jurassique qui forment le flanc NE et les calcaires du crétacé constituant le flanc SO.

Enfin à l'ouest du torrent Raiale se trouve une autre zone karstique, qui est la région de San Giovanni — Piano del Monte.

Un phénomène karstique particulier est offert par la Grotta a Male, située dans la vallée du Vasto, à environ 2 km. en amont du centre habité d'Assergi; elle s'ouvre sur la gauche hydrographique de l'axe de la vallée. C'est l'unique grotte de proportions considérables existant dans le massif du Gran Sasso. Le seuil de la grotte est à 940 m. d'altitude, à environ 60 m. au-dessus du fond de la vallée; la vaste caverne d'engouffrement est creusée dans des conglomérats pléistocéniques. A partir de la salle d'entrée, longue d'environ 20 m., avec une hauteur presque constante de 7-6 m., se détache un couloir principal en descente, d'environ soixante-dix mètres de longueur, et un autre couloir secondaire, malaisément praticable : dans sa totalité cette grotte ne dépasse guère 100 m. de longueur.

L'existence de ces « piani » et l'absence presque totale de circulation hydrique superficielle sur cette partie du versant sud du Gran Sasso, où la pluviosité est d'une certaine importance, en général supérieure à 800 mm. par an, fait conclure à une exceptionnelle capacité d'absorption de ce territoire, et à l'existence d'une circulation souterraine intense, qui achemine l'eau ainsi absorbée vers les grosses sources de base.

Les observations enregistrées au cours des vingt années 1921-1940 par les nombreuses stations pluviométriques installées dans la zone ont permis de tracer les courbes de pluviosité de tout le territoire, de calculer avec une approximation suffisante le bilan hydrologique des différentes zones afférentes à l'Aterno et au Tirino, et de comparer les mesures de débit des cours d'eau superficiels avec les débits des sources karstiques de base. On a pu ainsi corriger et mettre à jour les chiffres obtenus et les calculs exécutés par l'ingénieur Perrone, dans le 27^e volume des « Memorie illustrative per la Carta idrografica d'Italia » (1900).

Le versant sud du Gran Sasso, considéré dans le sens le plus large, c'est-à-dire comme la région montagneuse comprise entre la crête sud du massif et le lit de l'Aterno, appartient au point de vue hydrographique à deux bassins fluviaux distincts, ceux de l'Aterno et du Tirino. Ces deux bassins s'étendent de NO à SE; c'est dans cette même direction que s'écoulent leurs eaux, qui sont ensuite recueillies par le tronc collecteur unique de l'Aterno-Pescara. Le modelage superficiel et les axes hydrographiques eux-mêmes semblent prédisposés par la conformation tectonique.

Entre les deux bassins imbrifères précédents est intercalée une zone arrhéique dépourvue de cours d'eau superficiels constituée par le Piano di Caporciano et par le Piano di Navelli; cette zone s'étend également de NO à SE, et porte les traces d'un ancien sillon de vallée. A l'écoulement superficiel semble s'opposer, plutôt que le relief du sol, l'insuffisance des précipitations par rapport à la perméabilité des roches. Mais tandis que le bassin de l'Aterno, jusqu'à son confluent avec le Sagittario, présente une surface très étendue, le bassin du Tirino et la zone arrhéique intermédiaire des « piani » de Caporciano et de Navelli peuvent être considérés, du point de vue morphologique et hydrographique, comme deux simples appendices marginaux du premier. Toutefois, à une analyse moins sommaire, la distinction des bassins de second ordre apparaît fort complexe, étant donnée la présence des « piani » fermés et des groupes de dolines cités dans la première partie de notre exposition.

Comme conclusion des recherches sur le terrain et des études effectuées sur tout le matériel cartographique existant, sur la base des mesures obtenus par un planimètre polaire sur les feuilles au 1/100.000 de l'Institut géographique militaire italien, on a obtenu les résultats suivants, concernant l'étendue des différents bassins :

Bassin fluvial de l'Aterno (en amont du confluent avec le Sagittario)	1.194 km ²
Bassin fluvial du Tirino	182 km ²
Zone arrhéique des « piani » de Caporciano et Navelli	158 km ²
Système des « piani » karstiques; fermés en groupe	88 km ²
« Piano » de Nasilli	6 km ²

Total 1.628 km²

La surface planimétrée couvre donc une étendue globale de 1.628 km², chiffre très voisin de celui que donnent les calculs du service hydrographique de Pescara, suivant lesquels les bassins de l'Aterno et du Tirino mesureraient au total 1.642 km².

Sur cette surface, la carte pluviométrique rédigée ainsi que nous l'avons dit, et les calculs effectués, amèneraient aux résultats suivants pour le volume d'eau tombant annuellement sur cette région :

Zones de précipitation	Surface	Volume d'eau tombée
de 600 à 800 m.	312 km ²	218.400.000 mc.
de 800 à 1000 m.	438 km ²	394.200.000 mc.
de 1000 à 1400 m.	444 km ²	532.800.000 mc.
Total	1.194 km ²	1.145.400.000 mc.

Les précipitations moyennes, suivant le précédent calcul, seraient, pour le bassin de l'Aterno tout entier, de 960 mm. par an, nettement inférieures à celles calculées par M. Perrone dans le mémoire déjà cité. Ce dernier remonte toutefois à une époque à laquelle les stations pluviométriques, qui ont fourni les données utilisées pour cette nouvelle évaluation, n'existaient pas encore.

Le vaste ensemble de terrains triasiques et jurassiques, et de formations crétacées et paléogéniques qui domine sur le versant sud du Gran Sasso doit être en général classé parmi les roches pénétrables par voie vasculaire, car ces formations en prévalence calcaires, imperméables par elles-mêmes, sont sillonnées par un réseau serré de diaclases provenant en partie du processus orogénique; ce réseau permet l'absorption rapide d'un pourcentage important des eaux météoriques.

En effet, la série marneuse myocène moyenne des terrains imperméables couvre des étendues généralement limitées, et environnées de terrains karstiques qui absorbent aussi les eaux superficielles de cette dernière. Les dépôts de remblai des bassins pléistocéniques et ceux éluvio-alluviaux des cuvettes karstiques ne contribuent que dans des conditions exceptionnelles à alimenter la circulation souterraine, car ce n'est qu'aux époques de fonte des neiges et de pluviosité plus intense, quand se produit l'inondation des « piani », qu'on peut avoir, là ou existent des gouffres marginaux, une absorption par l'effet des calcaires environnant ces « piani ». D'ailleurs les petites sources de détritiques observées aux bords des cuvettes karstiques, ainsi que d'autres cas de sources de montagne, déterminés par des circonstances locales, ont une importance négligeable dans la circulation hydrique générale.

On se limite donc ici à envisager les seules grandes sources de base; ces dernières proviennent des entailles que la surface topographique détermine sur la surface des eaux de fond (niveau hydrostatique), emmagasinées par les énormes masses hydrovores du massif.

Parmi les groupes de sources de base périphériques, le plus important est celui qui donne naissance au Tirino. Comme on le sait, cette rivière tire ses origines de trois grosses sources qui affluent aux bords de la profonde dépression du Piano di Capestrano. Deux sources se trouvent sur le côté SO du « piano », presque sous le centre habité : celle appelée « Il Lago » est située à la cote 362, et la source Presciano à 336 m; la troisième, dite Capo d'Acqua, à 340 m., émerge sur le côté opposé de la cuvette. C'est la plus importante des trois; elle a à elle seule un débit supérieur à celui des deux autres ensembles. Les ruisseaux alimentés par ces trois sources se réunissent à la cote 328, près du débouché sud du Piano di Capestrano, et donnent naissance au Tirino qui, après un cours de 14 km., se jette dans le Pescara.

Sur la base de différentes mesures, la source « Il Lago » a un débit moyen de 1,1 m³/s; la source Presciano de 1,606 m³/s et la source Capo d'Acqua donne en moyenne 5,237 m³/s. Le Tirino, près du confluent de ces deux ruisseaux, a un débit moyen de 7,504 m³/s, égal à la somme des débits moyens des trois sources précédentes. Plus bas, près du pont de la Madonnina et au voisinage de Bussi, le débit moyen est de 10,750 m³/s; il atteint 16,666 m³/s au confluent avec le Pescara (moyenne des dix années 1928-39).

L'augmentation progressive du débit à mesure que l'on descend vers l'aval doit être essentiellement attribuée à l'apport de sources situées sous le lit, dont l'une est visible en aval de Bussi.

Toutes les autres sources du versant sud du Gran Sasso ont un débit beaucoup, plus faible. La rivière collectrice de ces sources d'importance secondaire est l'Aterno qui à la station hydrométrique de Molina (15 km. avant son confluent avec le Sagittario) a un débit moyen de 6,12 m³/s; celui-ci peut s'élever à 6,54 m³/s si on tient compte encore de quelques petites dérivations destinées à l'arrosage, effectuées en amont de Molina. Toutefois ces eaux ne proviennent pas seulement du Gran Sasso, mais aussi des hauteurs situées sur la droite hydrographique de la rivière. Le Gran

Sasso peut y contribuer pour les deux tiers du total, soit environ $4 \text{ m}^3/\text{s}$. Les principales sources sont celles du Vetoio, un ensemble de bouches sortant à 628 m. d'altitude, près du petit lac du Vetoio, situé à environ 3 km. au NO de l'Aquila, et qui ont un débit total de 400 l/s . Les autres sont celles de Capo Vera et de Tempera, au nord et au nord-est du village de Tempera sur la droite du torrent Raiale, émergeant respectivement aux altitudes de 630 et 640 m., avec un débit total de $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Le troisième groupe des sources est formé par celles de Capo Pescara et de San Callisto, sources karstiques situées sur la gauche de l'Aterno entre Molina et le confluent du Tirino, au pied extérieur des reliefs karstiques qui délimitent au SE la zone arrhéique des « piani » de Navello et de Caporeciano.

La Capo Pescara jaillit en forme de lame à l'altitude de 240 m. au-dessus du niveau de la mer, tandis que la San Callisto est formée de nombreuses bouches échelonnées dans le petit vallon du Canestro, à la cote 280 et au-dessous. Les débits moyens de ces deux sources sont : Capô Pescara $7,3 \text{ m}^3/\text{s}$, San Callisto $2,8$; au total $10,1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Comme la Capo Pescara présente une température et un goût légèrement différent des eaux du Tirino, on pense qu'elle doit avoir, en partie au moins, une alimentation étrangère à la circulation hydrique profonde du Gran Sasso.

La Capo Pescara est une des sources les plus importantes des Apennins, et se distingue non seulement par la puissance de son émission, mais aussi par la constance étonnante de ses débits mensuels et annuels. Elle offre les caractères typiques des sources karstiques, très différentes des sources vauclusiennes, qui se gonflent au contraire brusquement après les grandes pluies ⁽¹⁾.

Les recherches géo-hydrologiques et l'étude des données enregistrées sur la pluviosité et le débit des sources et des cours d'eau pendant les cinquante dernières années fournissent déjà une base importante pour tenter un bilan hydrologique des bassins compris dans le domaine imbrifère de l'Aterno-Pescara. Mais pour résoudre d'une manière précise la question ardue de la circulation hydrique souterraine, des recherches directes, colorimétriques et chimiques, auraient été nécessaires. Etant donnée la grandeur des masses d'eau prenant part à cette circulation, et la complexité des éléments dont il faudrait tenir compte, il est permis de croire que toute tentative de recherche directe n'aurait fourni que des résultats très incertains. En revanche les moyens nécessaires auraient été très importants, si l'on considère aussi les très longs parcours que les eaux souterraines doivent accomplir. De plus, il ne doit pas s'agir de parcours par voie continue avec circulation souterraine libre, mais plutôt de circulations d'une nappe acquifère sous pression : comme on peut le déduire aussi de la faible valeur des oscillations saisonnières de débit enregistrées à propos de ces sources.

A l'état actuel de nos connaissances, des recherches indirectes sur la circulation hydrique souterraine ne peuvent amener qu'à la conclusion que le versant sud du Gran Sasso se désarticule en quatre bassins imbrifères différents :

a) *Système des « piani » karstiques fermés de montagne*

Il s'agit d'une région couvrant au total 88 km^2 , avec précipitations atmosphériques d'environ 900 mm. par an, ce qui comporte un volume moyen d'eau tombée de 79 millions de m^3 par an. Toute la région est à écoulement intérieur.

b) *Bassin du Tirino*

La surface de ce bassin tout entier, y compris les zones à petites dolines autour de Castel del Monte, le « piano » d'Ofena-Capestrano et la vallée fluviale au-dessous de Capestrano, mesure 182 km^2 . Les précipitations moyennes étant de 800 mm. par an, le volume annuel des eaux tombées s'élève à environ 145.000 m^3 . Mais le débit du Tirino près du confluent est de $16,7 \text{ m}^3/\text{s}$; le débit annuel total est donc de $526.651.000 \text{ m}^3$, bien supérieur au volume des eaux de précipitation. Afin d'expliquer un pareil débit, il faut admettre que le Tirino reçoive par voie souterraine non seulement les eaux absorbées par le système des « piani » karstiques fermés, de montagne, mais aussi des eaux provenant d'autres bassins ouverts.

⁽¹⁾ Le débit moyen mensuel de la Capo Pescara oscille entre 7,9 (août) et 6,6 (avril) m^3/s , tandis que pour la célèbre source de Vaucluse on enregistre un débit moyen annuel maximum de $200 \text{ m}^3/\text{s}$ (en 1907) et minimum de $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (en 1884). selon les renseignements, aimablement offerts par M. Pardé. Voir aussi Guigne et Gérard, *La source de Vaucluse*, Avignon, 1942).



LEGENDE

1. Ligne de portage des eaux — 2. Limite périphérique des bassins (ou groupes de bassins) karstiques fermés.
3. Limite périphérique des plans karstiques ouverts — 4. Source ayant un débit supérieur à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ (l'aire des cercles est proportionnelle au débit) — 5. Source souterraine ayant un débit supérieur à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ —

Fig. 5

Carte hydrographique des bassins de l'Aterno et du Tirino.

c) Zone arrhée des « piani » de Caporciano et de Navello.

Cette zone mesure 158 km^2 , avec une pluviosité moyenne de 700 mm. par an ; le volume annuel de l'eau tombée s'élève donc à 10.600 m^3 . Pour cette surface, étant donnée les caractères lithologiques des calcaires hydrovores qui la constituent et les processus karstiques accentués existants, on peut penser que le coefficient d'absorption doit être très élevé. Les sources de Capo Pescara et de San Callisto, qui sortent au pied extérieur des reliefs bornant au SE cette zone, sont certainement alimentées par les eaux tombant sur celle-ci. Mais comme elles ont un débit total moyen de $10,1 \text{ m}^3/\text{s}$ (ce qui représente 318.500 m^3 d'eau par an) il est nécessaire d'admettre qu'à ces sources contribuent aussi d'autres bassins d'alimentation.

d) Bassin de l'Aterno

Le bassin fluvial ouvert de l'Aterno couvre, en amont de son confluent avec le

Sagittario, une surface de 1.194 km²; mais si l'on en exclut les « piani » karstiques de montagne à écoulement intérieur et la zone arrhéique des « piani » de Caporciano et de Navelli, la section du versant du Gran Sasso à attribuer à l'Aterno est de 236 km² à peine, tandis que la partie restante du bassin s'étend aussi sur les versants orientaux des massifs des monts Velino et Sirente. Sur la section à attribuer au Gran Sasso on trouve au total 505.900 m³ d'eau par an. Mais le débit des sources principales (Capo Vera, Tempera, Vetoio) ne dépasse guère 2 m³/s. et la totalité des eaux versées par ces dernières est de 63 millions de mètres cubes, de sorte que le reste doit évidemment se disperser parmi les calcaires perméables constituant le versant sud du Gran Sasso. En conclusion, dans le domaine imbrifère de l'Aterno on remarque une insuffisance marquée de sources, et par conséquent une très ample dispersion souterraine des eaux de précipitation; le Tirino a au contraire une portée bien supérieure aux modestes possibilités de son bassin.

Le débit des grosses sources de Capo Pescara et de San Calisto est lui aussi largement supérieur à la capacité d'absorption de la zone arrhéique des « piani » de Navello et de Caporciano; un bilan analytique par bassins séparés se révèle donc impossible. Comme toutefois le débit global des sources apparaît dans son ensemble supérieur aux afflux météoriques tombant sur le versant sud du Gran Sasso (c'est-à-dire dans la région comprise entre la crête sud du Gran Sasso et le cours de l'Aterno), il faut nécessairement admettre que des eaux originaires des reliefs situés à l'ouest de l'Aterno, passant par voie souterraine au-dessous du lit de cette rivière, viennent s'ajouter aux eaux tombantes, assurant ainsi le débit de ces sources.

Nous faisons ici allusion, en particulier, aux eaux absorbées par les grands bassins karstiques fermés qui se groupent, près de la ligne de séparation des eaux de la Péninsule, à la périphérie des massifs du mont Velino et du mont Sirente : Prati di Viana, Prato del Sirente, Piano di Rocca di Mezzo, Piano di Ovindoli, Piano di Pezza. Des recherches très détaillées sur les rapports entre les eaux de précipitation tombant sur ces « piani » et les émissions de la Capo Pescara, pourraient revêtir un intérêt exceptionnel. Quoi qu'il en soit, on se trouve ainsi amené à une hypothèse déjà avancée il y a plus d'un demi-siècle par M. Perrone, avec une grande perspicacité, bien qu'en des termes quelque peu élémentaires et par trop simplistes.

BIBLIOGRAPHIE

- MINISTERO DI AGRICOLTURA, INDUSTRIA E COMMERCIO. *Memorie illustrative della Carta Idrografica d'Italia*, vol. 27 « Aterno-Pescara », pp. 171 (Rome, 1900) et vol. 30 « Sangro, Salino, Vomano, Tronto, Tordino e Vibrata », pp. 73/4 e 198/209 (Rome, 1903).
- ALMAGIA R. — Alcuni fenomeni carsici nell'Abruzzo aquilano. « *Boll. R. Soc. Geografica italiana* » série IV, vol. 9 (1910) pp. 937-54.
- DE GASPERI G. B. — *Scritti vari di geografia e geologia*. Publication posthume par Giotto Danielli. Florence, 1922.
- CORTESE E. — L'importanza dei grandi massicci montuosi calcarei per l'Italia. « *Boll. R. Soc. Geografica italiana* », série VII, vol. 3 (1926) pp. 642-49.
- GORTANI M. — Per lo studio delle aree carsiche italiane. « *Atti del XIII Congresso Geografico Italiano* », vol. I. pp. 122-24 Udine, 1938.
- CATALISANO S. — Conoscenze geologiche sul gruppo del Gran Sasso d'Italia. « *Boll. Soc. Geologica It.* LVII (1938), pp. 155-73.
- BENELO E. — Tettonica della valle dell'Aterno (Abruzzo). « *Boll. R. Uff. Geologico d'Italia* » LXV (1940), note VII, 14 pp.
- ORTOLANI M. — Il massiccio del Gran Sasso d'Italia « *Memorie della S. Soc. Geografica It.* », vol. XX, 1^{re} partie.
- R. UFFICIO GEOLOGICO — Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio Sulmona (146) levée par le Dr. Ing. Beneo E., Rome, 1942.
- R. UFFICIO GEOLOGICO — Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000; Foglio Sulmona (1946) levée par le Dr. Ing. Beneo E. (avec 4 planches h.t.). Rome 1943.
- ORTOLANI M. et MORETTI A. — Il fenomeno carsico sul Gran Sasso d'Italia « *La Ricerca scientifica* », XVIII (1948) pp. 1320-23.
- LIPPI BONCAMPI C. — I Monti Sibillini. C. N. R. Centro di studi per la Geografia fisica (Bologna), collana X, « *Ricerche sulla morfologia e idrografia carsica* » n. I, Bologne, Mareggiani, 1948.
- SEGRE A. C. — I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio. « *Pubblicaz. dell'Istituto di Geografia della Università di Roma* », série A, n. 7, Rome, 1948.

ETUDE DE LA NAPPE SOUTERRAINE A L'OUEST DE FOSSANO (CUNEO)

par

Ing. Francesco ABBADESSA

Résumé

Après une brève délimitation géographique de la zone envisagée et de sa pluviosité, on donne un ample exposé des différentes stratifications alluvionnaires qui, pendant des périodes de transgression et de régression formèrent des sédiments qui remplirent la plaine de Fossano avec des matières de granulométrie et de consistance différentes.

Cette étude traite tout particulièrement les phénomènes hydrauliques qui sont en connexion avec la stratigraphie du sous-sol et donnent naissance à l'apparition des « fontanili » (sources émergentes); après que l'on aura représenté celles qui se trouvent à l'intérieur de la zone envisagée de même que les puits de celle-ci, cette étude essayera, au moyen d'hypothèses simplificatrices, de définir les caractéristiques physiques et hydrauliques de la nappe phréatique qui les alimente.

* * *

Notices Geo-Hydrologiques

La zone envisagée dans cette étude, qui se trouve dans le territoire de la Commune de Fossano, confine du côté nord avec le territoire de la Commune de Genola, du côté sud avec le parallèle 33°30'; du côté est avec la route nationale du Col de Nava; à l'ouest, successivement, avec le territoire de la Commune de Centallo; avec le torrent Mellea et avec le territoire de Levaldigi qui fait part de la Commune de Centallo; avec le torrent Mellea et avec le territoire de Levaldigi qui fait part de la Commune de Savigliano. Son étendue est de 52 km²; elle est plate, légèrement inclinée de S. O. vers N. E.; sa cote la plus haute atteint 410 m., la plus basse 350 m., la pente moyenne est de 0,61 %. Les précipitations moyennes dans une année, tirées des courbes isohyétographiques tracées d'après les données se rapportent à la période de trente ans (1921-1950) et comprennent la zone de domaine, immédiatement à l'amont et formant le bassin d'alimentation apparente, sont de 863 mm.; elles sont partagées, au cours des différents mois d'une année moyenne, selon l'indication ci-dessous :

G.	F.	M.	A.	M.	G.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Année
49	45	71	93	124	65	36	57	74	91	94	64	863

comme il résulte de la carte géologique de la fig. 1 qui a été tracée d'après la carte d'Italie au 100.000 du Bureau Géologique. Selon ce qu'on a pu constater sur place, la région vaste et plate qui s'étend jusqu'au pied de la chaîne des Alpes, limitée à l'ouest par le cours de la Stura, depuis Cuneo jusqu'à Fossano, et, en aval de Fossano, par les coteaux de Fossano-Marene est constituée surtout par une puissante couche alluvionnaire sédentaire de l'époque quaternaire.

Cette couche est superposée à des marnes sableuses et à des sables jaunâtres fossilifères qui se sont stratifiés pendant le Pliocène dans un milieu marin et qui affleurent en une longue et mince bande le long du côté gauche de la Stura.

Sur ce plan, imperméable, disposé presque horizontalement s'étendent des alluvions diluviennes des Pléistocènes de nature fluvio-lacustre dans les couches inférieures, carrément fluvial ensuite; elles sont formées d'une façon prépondérante par des matériaux grossiers charriés, par des gros cailloux et par du gravier mélangé avec une matière plus cohérente gisant souvent irrégulièrement; parfois on rencontre des

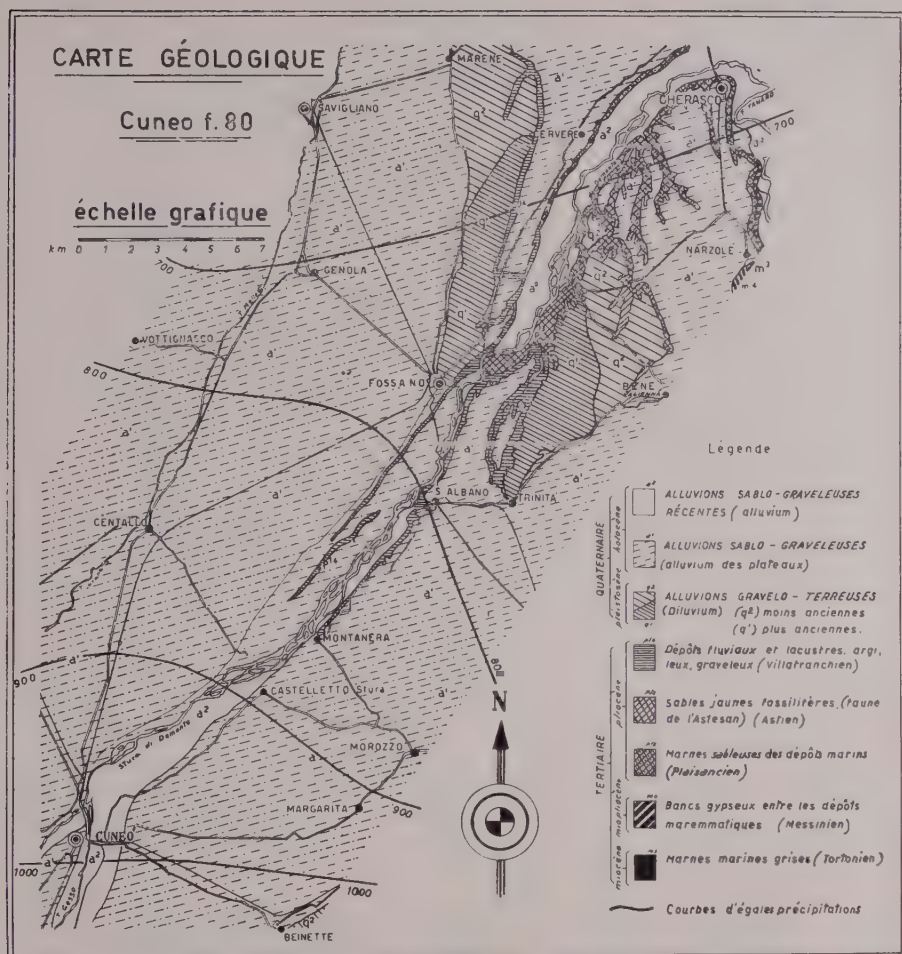


Fig. 1
Carte géologique et courbes d'égale précipitation.

lentilles très étendues intercalées par des couches minces de sable et de limon bien moins perméables que les précédentes.

Ces dépôts pleistocènes, qui forment les plus anciens conoïdes de la Stura et du Grana et qui, en général, ont subi un processus de ferrisation et sont de couleur rougeâtre caractéristique, après la période de transgression pendant la régression et ensuite encore, furent rongés à la surface par les courants. De ceux-ci il n'est resté que le haut plateau de Fossano-Marene, ayant une forme allongée et qui paraît à la surface.

Les alluvions du Olocène qui se superposèrent au dessus de celles du pleistocène et qui ont une épaisseur de quelques dizaines de mètres au maximum, sont encore formées par des matériaux charriés et libres, de cailloux et de graviers mélangés avec des sables et intercalés par des lentilles allongées de sable et de limon. Ces alluvions qui sont altérées seulement au-dessus sur environ 2 m. d'épaisseur, comme l'a fait remarquer le prof. Peretti dans son récent rapport, sont au dessous fraîches et déliées; toutefois on ne peut pas déceler une séparation nette avec les sédiments pleistocènes sous-jacents.

CHOROGRAPHIE ET COURBES DE NIVEAU DE LA NAPPE PHRÉATIQUE

échelle graphique
km 0 2

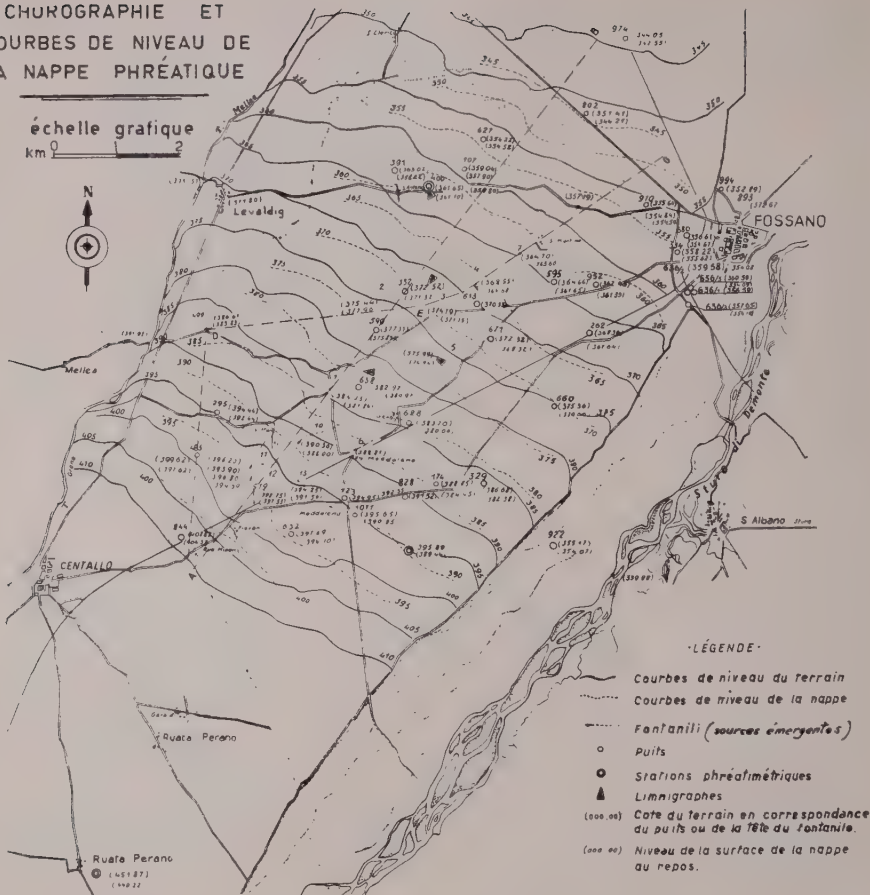


Fig. 2
Chorographie générale et courbes isohypses et isophréatiques.

La granulométrie de ces sédiments diminue de l'amont vers l'aval et en corrélation diminue aussi leur perméabilité qui est en étroit rapport avec celle-là.

Pour parfaire le tableau géologique on transcrit ci-après les données se référant aux matériaux rencontrés pendant le forage de deux puits :

puits No. 174, du côté E du hameau Maddalene,

— de 0 à 1,00 m. de profondeur — terrain agricole

— de 1,00 à 16,00 m. de profondeur — sable et gravier grossier (zone aquifère très riche).

— au dessous de 16 m. — sables fins mélangé avec des matières argileuses.

puits No. 910, à côté de la route rurale Fossano-Levaldigi :

— de 0 à 2,00 m. — terrain agricole

— de 1,00 à 16,00 m. — sable gros et gros cailloux

— de 16,00 à 20,00 m. — sable rougeâtre limoneux.

A cause de la richesse de sa nappe phréatique, où, comme on le verra mieux par la suite, se trouvent nombre des puits et d'émergences bien importantes, qui sont exploités intensivement, suivant une proposition du Bureau Hydrographique du Pô, suivant le Decret Royal N° 2174 du 18 octobre 1934, la zone envisagée a été rangée parmi celles qui sont assujetties à la sauvegarde et aux soins de l'Administration publique.

Description des puits et des « Fontanili » de cette zone

Aussi bien les puits de la zone susdite que les « fontanili » puisent l'eau de la nappe phréatique qui, comme il s'ensuit des résultats de cette étude, peut être bien considérée remarquable à cause des veines d'eau très abondantes.

Les puits sont de dates relativement récentes puisqu'ils ont été forés de 1930 à 1950; ils sont forés au moyen de tubes de diamètre différent d'un puit à l'autre depuis un minimum de 170 mm. jusqu'à un maximum de 300 mm. et creusés, en moyenne, de 10 à 30 m. par rapport au plan du sol. La plupart de ceux-ci est pourvue de pompe électrique.

Les « fontanili » sont formés par une partie active, dite « tête de fontanile » et de « l'asta » conduit (rigale). La tête est un creux, en général artificiel, de 1 m. 50 à 3 m. de profondeur à partir du plan du sol; au moyen de celui-ci on capte les eaux de la nappe phréatique aux endroits où elle est près d'affleurer à la surface et où, en des temps reculés, paraissaient des marécages ou bien des sources émergentes; ces dernières sont, en substance, presque la même chose que les « fontanili ». On les trouve, en général, à la limite entre les plaines hautes et celles moyennes, souvent là où le gîte alluvial très perméable, constitué par des éléments grossiers, diminue en épaisseur et fait place, graduellement à des dépôts de plus en plus menus et moins perméables. Il y a des auteurs qui considèrent les « fontanili » comme étant des sources de barrage où mieux d'obstacle.

En général l'eau sort des parois par la « tête » sous forme de suintement et jaillit du fond par des veines.

Afin de mieux capter ces veines ainsi que d'éviter des obstructions, on enfonce souvent sur le fond des « têtes » et verticalement, des tubes en fer (système « Calandra ») ayant un diamètre moyen de 100 mm. qui parviennent de 3 à 8 m. au dessous du plan du sol. A travers ces tubes l'eau jaillit en émergeant de quelques centimètres au dessus du plan d'eau voisin; ces tubes sont, presque toujours, coudés à leur bout supérieur.

La tête du « fontanile » a très souvent une forme très allongée (jusqu'à une centaines de mètres — fontanile 499 —) à cause de l'existence de sources naturelles ou bien des tubes Calandra enfoncés dans la tranchée creusée, de façon que l'on peut bien la prendre pour la rigale elle même.

Une interprétation satisfaisante du phénomène, dit « pseudoartésianisme » à cause de sa ressemblance avec celui des puits artésiens, n'a pas encore été faite. Il est hors de doute que les eaux des fontanili sont des eaux phréatiques c'est à dire s'écoulent dans le sous-sol avec leur plan d'eau libre.

Il est bien probable que différents facteurs prennent part à la genèse du phénomène; mais il est tout à fait clair que c'est dans la constitution géomorphologique des terrains qu'il faut en chercher les causes principales.

En effet, tout en considérant la masse alluviale comme étant homogène d'une façon prépondérante (dans les limites habituelles de profondeur des tubes), on peut bien croire qu'elle est fermée par des stratifications, bien que indéfinissables, qui font place à des plans formant peu de résistance à l'écoulement des eaux de façon que le suintement dans le sens horizontal rencontre une résistance plus petite que celle verticale.

On doit encore supposer que les filets d'eau inférieurs de la nappe, à cause de la charge plus forte qui les pousse, ont une vitesse plus grande et que, en quelques points, ils réussissent à créer, en délavant les détritiques qu'ils traversent, des bandes plus perméables qui fonctionnent comme des drainages.

Canavari dans son « Aide-mémoire de Géologie technique » fait remarquer à bon droit que, lorsqu'on entreprend le forage d'un « fontanile » « en fonçant le tube dans la partie supérieure de la nappe acquifère, en choisissant les places où il paraît que la venue d'eau de bas en haut est plus forte, on ne fait autre chose qu'un choix des filets d'eau ayant des vitesses différentes; il faut, peut-être, attribuer à ce choix la plus forte montée des eaux attirées sans cesse par la cuve, à cause de l'afflux d'eau à son extrémité supérieure ».

Il arrive parfois que le sol recouvrant l'alluvion, à cause de l'altération plus forte à laquelle il est soumis par les agents atmosphériques, est en effet quelque peu moins perméable que les terres sous-jacentes; ils peuvent ainsi donner naissance à une charge très petite dans les filets d'eau susdits et leur donner un certain degré de surhaussement.

En revenant à l'illustration de la zone envisagée, on constate que dans les têtes des fontanili qui se trouvent à l'intérieur de la même zone, le niveau de l'eau s'établit

TABLEAU 1
Liste des « fontanili » (sources émergentes)

N° d'ordre du Génie Civil	Dénomination du fontanile et nom du propriétaire	Lieu dit	Coordonnées géographiques		Débit et température de l'eau		Cote à la tête des sources	
			Latitude	Longitude	Date	l/s	Terrain	Plan d'eau moyen
1	« VASQUE DU GERBINO » Propriétaires : Chevalley-Duranti	Ferme palais Hameau S. Vittore	44°31'39"	4°48'36"	7 Lug. 1952	36	384.25	381.86
					7 Ago. «	45		
					8 Ago. «	49		
					19 Nov. «	43		
					21 Mar. 1953	43		
					20 Mag. «	40		
					28 Lug. «	57		
					14 Ott. «	62		
					2 Feb. 1954	47		
						11°7		
2	« VASQUE DE LA PREVOTE » Propriétaires : Curé de la Cathédrale, Chevalley, Durandi, Rabbione et autres	Ferme Borgo- nuovo région S. Martino	44°32'22"	4°48'1"	7 Lug. 1952	28	375.44	373.96
					8 Ago. «	44		
					19 Nov. «	49		
					21 Apr. 1953	49		
					28 Lug. «	10		
					28 Ott. «	20		
					1 Feb. 1954	10		
						10°5		
						73		
					7 Lug. 1952	60		
3	« VASQUE MORTA SORGEIS » Propriétaires : Chevalley, Durandi, Daniele et autres	Ferme Motta région S. Martino	44°32'24"	4°47'22"	7 Ago. «	68	374.19	371.15
					19 Nov. «	50		
					21 Apr. 1953	55		
					19 Mag. «	49		
					28 Lug. «	70		
					14 Ott. «	71		
					2 Feb. 1954	62		
						10°5		
						13°5		
						14°2		

TABLEAU 1 (suite)
Liste des « fontanili » (sources émergentes)

N° d'ordre du Génie Civil	Dénomination du fontanile du et nom du propriétaire	Lieu dit	Coordonnées géographiques		Débit et température de l'eau			Cote à la tête des sources	
			Latitude	Longitude	Date	l/s	t°	Terrain	Plan d'eau moyen
4	« SOURCES S. MARTIN » Propriétaires : Chevalley, Durandi, Delsoglio et autres	Ferme Ciabot région S. Martino	44°32'36"	4°46'51"	7 Lug. 1952	57	—	368.55	366.68
					7 Ago. «	41	—		
					20 Ott. «	35	—		
					19 Nov. «	27	—		
					21 Apr. 1953	52	10°9		
					28 Lug. «	15	14°		
					27 Ott. «	45	13°8		
5	« BIADOLINO » Propriétaires : Bessé	Ferme Borgo Fraz. Gerbo	44°31'57"	4°47'16"	1 Feb. 1954	32	7°5	375.99	374.54
					7 Lug. 1952	109	—		
					7 Ago. «	70	—		
					19 Nov. «	65	—		
					21 Apr. 1953	84	10°		
					20 Mag. «	65	12°		
					28 Lug. «	86	13°		
6	« FERME CHIESA » Propriétaire : Pelissero	près de la halte Maddalena	44°31'9"	4°48'19"	29 Set. «	118	14°	388.81	386.86
					14 Ott. «	121	14°		
					2 Feb. 1954	104	10°		
					7 Lug. 1952	29	—		
					7 Ago. «	10	—		
					20 Ott. «	19	—		
					18 Nov. «	15	—		
					21 Apr. 1953	28	11°		
					28 Lug. «	9	14°		
					14 Ott. «	56	14°		
					1 Feb. 1954	34	10°		

TABLEAU 1 (suite)
Liste des « fontanili » (sources émergentes)

N° d'ordre du Génie Civil	Dénomination du fontanile et nom du propriétaire	Lieu dit	Coordonnées géographiques		Débit et température de l'eau		Cote à la tête des sources	
			Latitude	Longitude	Date	l/s	Terrain	Plan d'eau moyen
7	« CHAPELLE S. MARTINO Consortium ; Irriguo Omonimo	Ferme Opere région S. Martino	44°32'50"	4°46'17"	23 Ago. 1952	68	364.70	363.60
					10 Dic. « 21 Mag. 1953 28 Lug. « 27 Ott. « 1 Feb. 1954	35 21 18 59 21 (¹) 5°		
519"	« BEALEROTTA » Consortium ; Irriguo omonym	Ruà Piovani	44°30'43"	4°49'33"	23 Ago. 1952	13	398.75	397.53
					19 Nov. « 21 Apr. 1953 28 Lug. « 15 Ott. « 1 Feb. 1954	39 34 40 115 40 10°		
499	« IMPEGNERA » Consortium ; Irriguo omonym	Ferme Mellea Fraction ; S. Antonio	44°32'12"	4°50'2"	21 Apr. 1953	65	386.61	383.83
					28 Lug. « 14 Ott. « 1 Feb. 1954	71 79 55 11°5		
10	« CELEBRINA » Propriétaires ; Rivoira et autres	Fraction ; S. Vittore	44°31'16"	4°48'56"	23 Mar. 1954	56	390.30	388.00
11	« BIALOTTO » Propriétaires ; Garnero et autres	Fraction ; S. Vittore	44°31'1"	4°49'29"	23 Mar. 1954	35	396.20	393.90

TABEAU 1 (suite)
Liste des « fontalini » (sources émergentes)

N ^o d'or- dre du Génie Civil	Dénomination du fontanile et nom du propriétaire	Lieu du	Coordonnées géographiques		Débit et température de l'eau		Cote à la tête des sources	
			Latitude	Longitude	Date	l/s	Terrain	Plan d'eau moyen
12	« VASCETTA » Propriétaires : Bergese et autres	Fraction : S. Vittore	44°30'57"	4°49'30"	23 Mar. 1954	17	396.80	394.50
13	« VASCA DOLCE » Propriétaires : Dolce et autres	Fraction S. Vittore	44°30'55"	4°48'58"	23 Mar. 1954	33	394.25	391.50

N. B. — Le fontanile n. 1 est pourvu d'un réservoir de type Bazin

Le fontanile n. 3 est pourvu d'un hydromètre.

(¹) La température indiquée bien que mesurée en correspondance de la tête du fontanile n'est pas la même de la source parce que ces eaux se mélangent de suite avec les eaux de surface qui viennent de l'amont.

à l'entour d'une cote qui varie de 1 m. 50 à 3 m. au dessous du niveau du sol. Pour qu'on puisse en extraire profit pour les irrigations, les eaux doivent donc être amenées vers l'aval moyennant des rigoles creusées en tranchées, dites « aste » du fontanile, ayant des pentes quelque peu inférieure à celles du terrain (dont on sait que la pente est de 6,1 ‰ en moyenne), jusqu'à ce que l'on parvienne à une cote telle que l'on peut s'en servir pour leur distribution aux fins de l'irrigation.

La tête des fontanili n'a pas toujours la forme fondamentale dont on a parlé ci-dessus. Dans trois des « fontanili » envisagés, à savoir dans les fontanili n. 2, 5 et 519 du tableau I et de la fig. 2, la tête des fontanili est tout à fait recouverte par le terrain agricole, cette tête a été creusée, en de temps reculés, au moyen de tranchées suintantes, de quelques mètres de profondeur, que l'on a ensuite remplies avec des cailloux de différentes dimensions recouverts à leur tour avec des terres, formant ainsi, au fait de petites galeries de drainage; les différents drainages convergent en un seul canal et paraissent à la surface quelque peu plus en aval.

Enfin les trois fontanili N° 10, 11 et 12, sont, parmi ceux envisagés, les seuls que l'on peut regarder comme étant à l'état primitif, étant donné que l'ouvrage des hommes est très réduit à leur égard; ils sont constitués en effet par une rigole de 2 à 2 m. 50 de profondeur, de deux côtés de celle-ci jaillissent les différentes sources tout le long de quelques 100 m. (en moyenne). On reconnaît ces sources, comme du reste, la présence des fontanili, en général, à cause de la végétation caractéristique au bords des eaux qui maintient sa couleur bien verte pendant l'hiver et qui se montre au-dessus du plan d'eau pour quelques centimètres seulement; l'existence de cette végétation est due au fait que la température de l'eau est à peu près la même durant toute l'année. Cette végétation est appelée « *Nasturtium officinalis* ».

Les irrigations

Dans la zone envisagée les irrigations sont faites moyennant les eaux superficielles et souterraines qui suivent :

Eaux superficielles détournées du torrent Grana ou Mellea et de la rivière Sturza, surface irriguée 2279 ha. environ;

Eaux de 26 puits tubulaires, soutirant sans arrêt un débit de 1800 l/s, 2200 ha. (tableau II);

Eaux des 13 « fontanili » qui se trouvent dans le même territoire, étendue irriguée 670 ha.

Dans cette région on suppose que le besoin moyen d'eau pour l'irrigation soit de 1,0 l/s pour les prés et de 0,70 l/s pour les autres cultures.

Etude de la nappe phréatique

Ayant obtenu quelques données au sujet des puits et des fontanili de cette zone de la part du Bureau du Génie Civil de Cuneo, le Bureau Hydrographique du Pô — Section de Turin — effectua les relèvements des caractéristiques principales de ces mêmes puits et fontanili, et s'occupa ensuite du nivellement très soigné de cette zone. Ce nivellement commença à Centallo, où il y a un point de repère, il rejoignit le chef lieu de Fossano et termina au hameau Levaldigi de Savigliano, où se trouve encore un point de repère.

De ce polygone, tout le long duquel on fixa des repères secondaires, on rejoignit les points qu'il fallait coter.

En même temps commençait l'étude systématique des oscillations des niveaux de la nappe ainsi que le mesurage des débits soutirés de ces puits et de ceux qui jaillissent tous seuls des fontanili.

Les mesurages systématiques des débits des puits commencèrent le 7 août 1952, ceux des fontanili le 7 juillet de la même année.

Au mois de mai 1953 on put établir quatre stations hydrométrographiques, à savoir :

1) le long de la rigole du fontanile N° 1 appelé Vasca del Gerbino — près de la ferme Palazzo dans le hameau S. Vittore;

2) le long de la rigole du fontanile N° 3 appelé Vasca Motta Sorgeis, près de la ferme du même nom aux alentours de S. Martino;

3) au bout de la rigole du fontanile N° 5 appelé Biadolino, près de la ferme Bargo dans le hameau Gerbo;

TABLEAU 2 — Liste des puits

N ^o d'ordre Bureau du Génie Civil	Dénomination du puit et nom du propriétaire	Localité	Coordonnées géographiques		Débit mesuré		Tempé- rature de l'eau	Cote du plan du sol à l'en- droit où se trouve le puits		Cote moyenne du plan d'eau m. s. m.		Surface dont le (Bureau du) Génie Civil a autorisé l'irrigation Ha
			Latitude Nord	Longitude Ouest	Date	l/s				Stati- que	Dyna- mique	
107	« GIACHINO » propriétaire : Amista	Hameau S. Antonio del Baligio	44°33'39"	4°47'00"	8. 8. 1952 27. 7. 1953	83 123	14° 13°	359.04	357.90	351.74		70
123	« BEALEROTTA » Syndicat des eaux du même nom	Hameau Maddalene	44°30'45"	4°48'26"	7. 8. 1952 21. 7. 1953	81 92	13°5 13°	394.45	392.35	385.66		137
174	« RUFFINO » propriétaire du même nom	Tour dei Mussi hameau Maddalene	44°30'50"	4°47'17"	7. 8. 1952 23. 7. 1953	145 151	12°5 12°5	388.85	384.45	377.95		150
262	« MACALLÉ » Syndicat des eaux du même nom	Spialotto- hameau Gerbo	44°32'11"	4°45'31"	7. 8. 1952 24. 7. 1953	65 88	13° 13°	367.34	361.64	358.34		80
295	« S. GIUSEPPE » Syndicat des eaux du même nom	Ferne S. Vittore hameau S. Vittore	44°31'28"	4°49'58"	22. 8. 1952 23. 7. 1953	158 163	12°5 12°	394.44	392.44	388.44		144
329	« TORRE DEL MUSSI » Syndicat des eaux du même nom	Plaine di S. Sebastiano	44°30'51"	4°46'48"	22. 8. 1952 23. 7. 1953	80 115	13° 12°5	386.68	382.38	376.98		200
332	« BENEFICIO PAR- ROCHIALE » Curé de la Cathé- drale de F.	Ferne Prepositura région S. Martino	44°32'42"	4°47'41"	14. 8. 1952 27. 7. 1953	43 45	13° 12°5	373.52	371.52	369.32		43
391	« GHIGLIONE » propriétaire du même nom	Ferne Bonavia région S. Antonio	44°33'52"	4°47'45"	23. 8. 1952 27. 7. 1953	53 37	13° 12°5	363.02	358.22	357.42		91
400	« GERLERO » propriétaire du même nom	Ferne Cerruti région S. Antonio	44°33'25"	4°47'19"	23. 8. 1952 23. 7. 1953	80 114	15°8 13°	361.65	361.10	355.40		20

TABLEAU 2 (suite) — Liste des puits

N° d'ordre du Bureau du Génie Civil	Dénomination du puit et nom du propriétaire	Localité	Coordonnées géographiques		Débit mesuré		Température de l'eau	Cote du plan à l'endroit où se trouvent les puits	Cote moyenne du plan d'eau m. s. m.		Surface dont le (Bureau du) Génie Civil a autorisé l'irrigation Ha
			Latitude Nord	Longitude Ouest	Date	l/s			Statistique	Dynamique	
485	« S. VITTORE » Syndicat des eaux du même nom	Région S. Vittore	44°31'6"	4°50'13"	22.8.1952 24.7.1953	123 155	13° 12°5	399.62	397.62	394.42	100
534	« GROSSO » propriétaire du même nom	Ferme S. Bernardo à l'ouest du chef lieu	44°32'49"	4°40'24"	13.7.1952 20.7.1953	20 22	15°5 15°	358.22	355.62	354.77	2
590	« GRIODI » propriétaire du même nom	Ferme Borgonuovo	44°32'14"	4°48'2"	14.7.1952 28.7.1953	115 133	13° 12°5	377.31	375.81	371.80	38
595	« S. MARTINO » Syndicat des eaux du même nom	Ferme La Bassa région S. Martino	44°32'35"	4°45'52"	14.7.1952 27.7.1953	109 124	15° 13°5	364.65	361.35	357.65	66
613	« RABBIONE » propriétaire du même nom	Ferme Croce région S. Martino	44°37'25"	4°46'53"	14.7.1952 27.7.1953	123 120	12° 12°5	370.33	361.35	357.65	24
627	« ORILLA » propriétaire du même nom	Ferme Maison Blanche région S. Antonio	44°33'53"	4°46'45"	8.8.1952 27.7.1953	82 108	14° 13°	356.22	354.52	347.02	12
628	« RUATA ROSSI » Syndicat des eaux du même nom	C. S. Margherita hameau Gerbo	44°33'23"	4°47'38"	13.8.1952 24.7.1953	163 191	13°8 13°5	383.70	380.00	375.60	120
632	« LA PROZZA » Syndicat des eaux du même nom	Ferme Garabel hameau Maddalene	44°30'26"	4°49'8"	22.8.1952 21.7.1953	170 147	13°2 13°5	397.69	394.10	390.80	210
638	« MACGIORA » propriétaire du même nom	Ferme Borgo Grosso - hameau Gerbo	44°31'43"	4°48'8"	22.8.1952 23.7.1953	71 85	14°5 12°5	382.97	380.97	379.12	72
660	« ROVERA » propriétaire du même nom	Ferme Pilone Tealdi région Tavolere	44°31'31"	4°45'40"	23.8.1952 28.7.1953	71 90	13° 12°6	375.36	370.00	366.85	23

TABLEAU 2 (suite) — Liste des puits

N° d'ordre du Bureau du Génie Civil	Dénomination du puit et nom du propriétaire	Localité	Coordonnées géographiques		Débit mesuré		Température de l'eau	Cote du plan du sol à l'endroit où se trouvent les puits	Cote moyenne du plan d'eau m. s. m.		Surface dont le Bureau du Génie Civil a autorisé l'irrigation Ha
			Latitude Nord	Longitude Ouest	Date	l/s			Statistique	Dynamique	
671	« GERBO » Consommateurs des eaux du même nom	Ferme Cognetto hameau Gerbo	44°32'9"	4°46'37"	24.7.1952	120	13°5	372.32	368.32	366.32	100
680	« GAVAROTTA » propriétaire	Tout près du chef lieu à Ouest	44°32'57"	4°40'20"	13.8.1952 20.7.1953	43 53	15°1 15°	356.61	354.61	353.31	14
828	« ABRE » propriétaire	Ferme S. Sebastianiano - hameau Maddalene	44°30'46"	4°48'40"	7.8.1952 23.7.1953	103 139	13° 12°5	391.52	383.22	378.07	150
844	« MADONNA DEGLI ANGELI » Syndicat des eaux du même nom	Ruà Sansoldo	44°30'23"	4°50'25"	13.8.1952 21.7.1953	101 155	12°8 12°5	408.87	404.37	400.37	162
910	« LANZARDO » propriétaire du même nom	Ferme Celebrini sur le chemin Fossano-Levaldigi	44°33'17"	4°45'5"	23.8.1952 20.7.1953	48 66	14°	355.64	354.84	354.34	34
952	« RANDAZZO - MELLANO » propriétaire du même nom	Région S. Filippo	44°32'37"	4°45'27"	28.7.1953	122	14°	362.43	361.33	358.13	35
1071	« BEALEROTTA E MAGLIANO » Syndicat des eaux du même nom	Hameau Maddalene	44°30'35"	4°48'17"	7.8.1952 21.7.1953	168 150	13° 12°5	395.65	390.85	389.55	95

TABLEAU 2 (suite) — Liste des puits

N° d'ordre du Bureau du Génie Civil	Dénomination du puit et nom du propriétaire	Localité	Coordonnées géographiques		Débit mesuré		Température de l'eau	Cote du plan du sol à l'endroit où se trouve le puits	Cote moyenne du plan d'eau m. s. m.		Surface dont le Bureau du Génie Civil a autorisé l'irrigation Ha
			Latitude Nord	Longitude Ouest	Date	l/s			Statique	Dynamique	
<i>Puits extérieurs à la limite de la zone envisagée</i>											
636	Propriété de la municipalité	à l'ouest du chef lieu	44°32'30"	4°44'10"	—	10	—	356.59	—	—	94
	1)		44°32'32"	4°44'15"	—	9	—	359.58	—	Pour l'alimentation de l'acqueduc de la Commune	
	2)		44°32'27"	4°44'10"	—	8	—	357.65	—	—	
	3)		44°32'35"	4°44'12"	—	9	—	360.49	—	—	
802	« MADONNA DELLA GUARDIA » Syndicat des eaux du même nom	Région Madonna della Guardia	44°34'3"	4°45'29"	14. 8. 1952	119	14°8	351.41	344.21	342.81	3
	« NAPOLI » propriétaire du même nom	Tout près du chef lieu	44°33'15"	4°43'36"	13. 8. 1952	1	—	372.67	347.97	Irrigation à pluie pour les potagers et les vergers.	
922	« FORANO » propriétaire du même nom	Faubourg S. Sebastiano fonds Constantina	44°30'20"	4°45'49"	—	—	—	—	—	—	20
	« BARALE - BESSÉ - PITTATORE » propriétaire du même nom	Ferme La Piccola hameau Cussanio	44°34'3"	4°45'28"	22. 8. 1952	15	16°7	355.17	354.07	—	
974	« S. MARCO - BOSCHETTI - TAGLIATA » Syndicat des eaux du même nom	Tout près du chef lieu Ferme du prés	44°33'27"	4°43'55"	23. 8. 1952	110	17°5	344.05	342.55	339.55	84
					20. 7. 1953	104	13°5	—	—	—	
994					—	—	—	352.89	A — 60 m. du pré on n'a pas encore atteint l'eau.	—	

4) au puits N° 400 appelé Gerlero, près de la ferme Cerutti au hameau S. Antonio del Baligio.

Dans les tableaux 1 et 2 on fait ressortir les caractéristiques principales des fontanili et des puits.

Le N° d'ordre est en relation, en ce qui concerne les puits, avec celui de la liste administrative du Bureau du Génie Civil de Cuneo de même que pour les deux fontanili que le Génie Civil a reconnu.

En plus de la dénomination des puits et des fontanili, des lieux où ils se trouvent et de leurs coordonnées géographiques, les tableaux donnent les débits et les températures vérifiées pendant les visites que l'on fit sur les lieux, ainsi que les cotes caractéristiques et la surface irriguée par les eaux de chaque puits où fontanile.

Dans le tableau 2 on indique aussi quelques puits qui, bien qu'étant à l'extérieur de la zone, ont été pris en considération pour le traçage des courbes isohypses et isophréatiques.

Les cotes se référant aux niveaux statiques et dynamiques, surtout ces derniers, ont pu être relevés, en général, au moyen d'un appareil à mesurer le vide.

Oscillation des niveaux statiques de la nappe phréatique

Dans la fig. 3 on donne l'allure des niveaux et d'un fontanile et de deux puits qui caractérisent deux différents régimes de la nappe, à savoir :

1) le diagramme enregistré par l'hydrométopgraphe installé dans la rigole du fontanile Biadolino (N° 5) dans la période de mai 1953 à janvier 1954;

2) le diagramme des relevements hydrométriques faits au puits, affecté à l'usage familial, du hameau Maddalene (il est indiqué dans la planimétrie générale par un petit cercle double);

3) le diagramme enregistré par le hydrométopgraphe installé au puits d'irrigation au hameau S. Antonio del Baligio.

Les deux derniers diagrammes vont de septembre 1952 à janvier 1954.

Enfin en dessous de ceux-ci, on trouve le diagramme des précipitations journalières enregistrées dans la même période à la station Pr. de Fossano.

D'un examen des diagrammes hydrométriques des deux puits on constate tout de suite que celui du hameau Maddalene a une tenue bien différente de celle des puits du hameau S. Antonio del Baligio.

Le premier a une variation saisonnière de débit remarquable (presque de 2 m.) et marque d'une façon frappante l'influence du régime des écoulements superficiels provenant des Alpes, son diagramme montre, en effet, un rabattement lent, mais presque continu, d'octobre à février, il reprend ensuite son mouvement ascensional d'abord lentement ensuite plus rapidement, jusqu'à la fin du mois de juin (en concordance avec la fonte des neiges); il se tient pendant l'été à une bonne hauteur, grâce aussi à l'apport qui lui vient des infiltrations des eaux d'irrigation de l'amont (dans les alentours il n'y a pas des puits ou des fontanili qui peuvent, par le soutirage, avoir directement quelque influence sur son niveau); ensuite la nappe reprend à baisser pendant le mois d'octobre.

Bien différent est le diagramme hydrométrique du puits N° 400, qui est pourvu d'une pompe qui était en fonction pendant la saison de l'irrigation d'une façon discontinue.

Il ne faut pas oublier que l'hydrométopgraphe, avec son flotteur placé dans l'avant-puits, ne peut pas enregistrer les dépressions remarquables qui se vérifient pendant le fonctionnement de la pompe, qui est installée sous le tuyau d'épuisement, mais il reprend à fonctionner aussitôt que la pompe s'arrête et que l'eau reparait dans l'avant-puits. Etant donné que pendant la saison de l'irrigation la pompe est souvent en action, le diagramme paraît sous forme de dents de scie.

Il faut encore remarquer que ce puits se ressent plus que l'autre de l'apport des pluies; ce phénomène vient du fait que la couche alluvionnaire perméable qui est au-dessus de la nappe liquide dans les alentours est très mince (en moyenne 0 m. 50).

Mais une différence substantielle dans la tenue des deux puits envisagées est celle-ci que, tandis que le niveau statique du premier subit une variation annuelle des débits remarquable, le niveau du deuxième accomplit des oscillations plus fréquentes mais bien moins amples. Cela pourrait laisser croire, tout d'abord, que ces deux puits ne sont point alimentés par la même nappe. Si toutefois on examine sur la planimétrie la position des deux puits on peut parvenir à une interprétation logique de cette allure différente. Le premier, qui se trouve bien en amont du deuxième,

ALLURE DES NIVEAUX PHREATIQUES

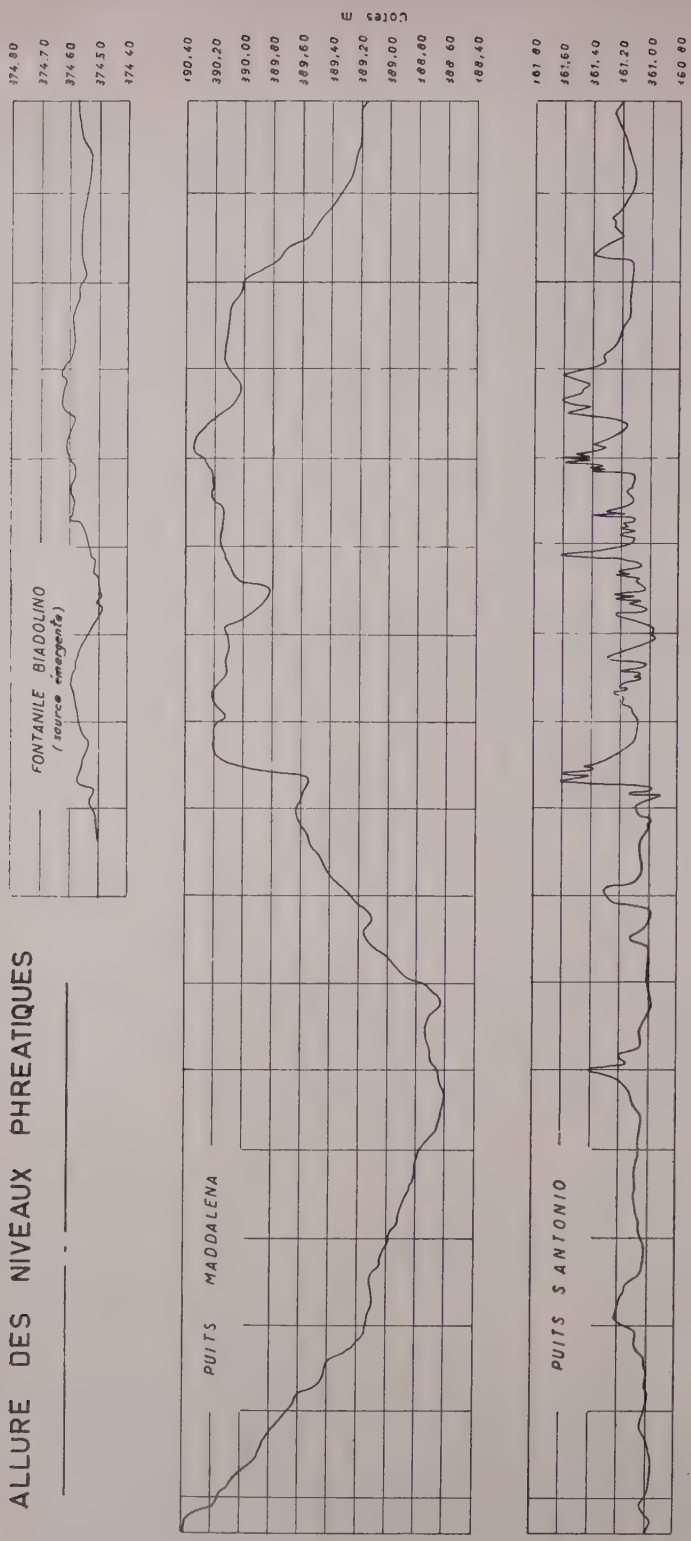
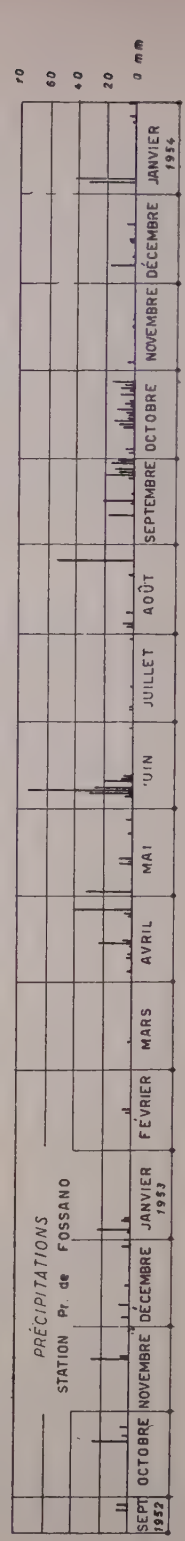


Fig. 3
Allure des niveaux et pluies journalières.



est en dehors de la zone d'influence des fontanili et des puits industriels; le second, par contre, est de suite en aval de nombre des fontanili et tout près d'autres puits: il est donc permis de croire que, en dehors de l'action des puits, les fontanili fonctionnent, selon un certain sens, comme des déversoirs de la nappe phréatique en maintenant le niveau de celle-ci presque à la même hauteur à leurs abords, surtout dans la zone en aval.

A l'égard de l'allure des niveaux des fontanili, en général, on fait remarquer que la nappe liquide, aussi bien dans les têtes que le long des rigoles de ceux-ci, est soumise à des oscillations très petites.

Le diagramme du fontanile Biadolino (fig. 3), montre un minimum au mois d'août (avec un débit de 66 l/s) et un maximum au mois d'octobre (avec un débit de 144 l/s) avec une variation totale des débits de 13 ctns. seulement.

C'est dans ce fontanile que l'on a enregistré le débit le plus fort.

De tous les fontanili examinés, c'est le fontanile 499 (Impegnera) qui a une allure plus uniforme, le N° 519 (Bealerotta) est le fontanile qui a le maximum de variation des débits.

Configuration de la surface libre de la nappe phréatique

La surface piézométrique de la nappe phréatique a été relevée par points en repérant les cotes où les eaux des puits se nivellant elles-mêmes, ainsi que la cote moyennes des nappes libres des fontanili. A l'aide de ces éléments, et des ceux relevés au moyen du nivellement de précision, on a put tracer les courbes qui sont indiquées dans la fig. 2. On remarque que les lignes isophréatiques ont, en général, une allure presque analogue à celle des lignes de même niveau, à l'exception de petites discordances qui sont dues à des causes locales.

A savoir, au départ de la station phréatique de Ruata Chiusani, les lignes isophréatiques sont espacées davantage que les lignes de même niveau: d'amont en aval la surface piézométrique se rapproche graduellement à la surface topographique, jusqu'à ce que les deux surfaces interfèrent presque; il en résulte cette série d'épuisements naturels que sont les fontanili.

Constantes physiques et hydrauliques de la nappe phréatique

On essaya, comme suit, d'évaluer d'une façon approximative la vitesse moyenne de la nappe et le module moyen de perméabilité du terrain qui gouverne le régime aussi bien de l'écoulement général que de l'écoulement des fontanili, ayant en vue l'influence du soutirage artificiel en conséquence des puits pendant la saison d'irrigation.

1) Détermination du débit d'alimentation

L'afflux qui alimente la nappe phréatique dans la zone envisagée, peut être considéré comme étant constitué:

a) par un pourcentage (qui d'après quelques études faites dans les bassins analogues de la plaine peut être évalué égal à peu près à 40%) des eaux zénithales qui tombent sur le bassin-versant apparent de la nappe phréatique qui nous intéresse, jusqu'à la ligne de clôture en aval: l'étendue de ce bassin a été évaluée en 104 km². La précipitation moyenne (1921-1950), obtenue grâce au tracement des courbes isohyètes résulta de 863 mm. Le volume V du contribut météorique annuel sur la nappe, peut donc être évalué égal à:

$$V = 0,40 \times 0,863 \times 105 \times 10^6 = 36,2 \times 10^6 \text{ mc.}$$

Etant données les vitesses très petites de filtration, qui sont en jeu, on peut croire que ce volume est distribué d'une façon uniforme au cours de l'année et que, partant, l'afflux souterrain dû aux précipitations météoriques directes correspond à un débit égal à:

$$q = \frac{36,2 \times 10^6 \times 1000}{31.536 \times 10^6} = 1150 \text{ l/s;}$$

b) par un pourcentage, de 30 % environ, (comme le supposent les spécialistes en cette matière, pour des terrains analogues), des eaux superficielles distribuées

pour l'irrigation des terrains qui se trouvent à l'intérieur du bassin-versant apparent indiqué ci-dessus.

Dans ce bassin, qui est totalement cultivé d'une façon intensive, les irrigations sont faites, la plupart du temps, avec des eaux superficielles dérivées du Torrent Grana ou Mellea et de la rivière Stura.

Sur 10.500 ha., en effet, 8.500 ha. environ sont irrigués avec un débit moyen total de 9.450 l/s. qui est détourné des dits cours d'eaux.

La quote part en pourcent de ce débit qui irait augmenter la nappe phréatique, résulte donc de 2840 l/s;

c) par les infiltrations du Torrent Grana où Mellea qui, d'après les mesurages faits en période d'étiage au départ d'une section bien plus en amont et ensuite sur les sections successives jusqu'à atteindre la zone envisagée, peuvent être évaluées en 400 l/s pendant la saison d'irrigation et en moyenne.

On peut exclure qu'il y ait des échanges d'eaux avec la nappe phréatique de la part de la rivière Stura à cause de la présence, dont on a déjà dit, d'un cordon argilo-sableux, en pratique imperméable, parallèle au cours de la rivière et qui s'étend jusqu'aux collines qui se trouvent entre Fossano et Marene.

En conclusion, l'afflux total continu, Q se rapportant à tout le bassin envisagé est égal à :

$$Q = 1150 + 2840 + 400 = 4390 \text{ l/s}$$

De ce débit, il faut toutefois déduire la quantité d'eau que l'on extrait par les puits et les fontanili dans ce même bassin-versant.

Ce débit, d'après les relèvements faits, résulte de 1155 l/s. Par conséquent, le débit qui alimente les fontanili et les puits qui se trouvent sur le territoire qui nous intéresse, peut être estimé égal à $4390 - 1155 \text{ l/s} = 3235 \text{ l/s}$.

Le débit moyen utilisé par les puits et les fontanili dans le bassin étudié est de :

$$510 + 1800 = 2310 \text{ l/s.}$$

2) Caractéristiques hydrauliques

En rapport avec l'afflux à la nappe phréatique que l'on a déterminé ci-dessus, on va essayer de faire une évaluation numérique approximative de la vitesse moyenne de la nappe et du module moyen de perméabilité du terrain.

Pour cette évaluation on va se servir de quelques hypothèses simplificatives du phénomène : le mouvement du courant souterrain, sans doute très compliqué, on va le supposer comme s'il suivait parfaitement le mouvement uniforme : on va encore admettre une vitesse constante pour toute la section ; une pente constante de la nappe libre, que l'on prend égale à celle du fond imperméable : l'homogénéité absolue de tout le milieu filtrant qui est constitué rien que par des matières alluviales.

A l'aide de ces hypothèses simplificatives on a pris en examen une section générale de la nappe, qui, en moyenne, a une largeur de 6500 m. et une épaisseur de 15 m., dont on obtient une section de 97500 m².

Si l'on applique à cette section l'expression du débit du mouvement uniforme : $Q = K.S.i$ (où K = module de perméabilité ; S = surface de la section en m² ; i. = constante piézométrique) et si l'on introduit les valeurs connues pour Q, S et i, on obtient :

$$3.235 = K. 97.500 \times 0,0061$$

$$K = \frac{3,285}{0,3} = 0,0184.$$

En prenant encore un coefficient de porosité = 0,30, (coefficient que le Prof. A. Stella adopta pour les zones limitrophes d'après la granulométrie des terrains), on obtient un coefficient de filtration :

$$k = \frac{K}{0,3} = \frac{0,00553}{0,3} = 0,0184.$$

La vitesse moyenne du courant dans le tronçon envisagé résulte enfin :

$$V = k \cdot l = 0,0184 \times 0,0061 = 0,000112 \text{ m/s}$$

Cette vitesse correspond à un déplacement de 9 m. 7 par jour.

RESSOURCES AQUIFERES DE BELGIQUE ET LEUR UTILISATION

par le

Professeur L. J. TISON

1. Structure géologique de la Belgique. — Rapide exposé

Le schéma annexé donne une idée (très approximative d'ailleurs) de la nature géologique du sous-sol belge en présentant une coupe Nord-Sud du pays.

Au sud, le massif siluro-cambrien affleure dans l'axe de l'anticlinal des Ardennes. Il s'enfonce vers le Nord sous le bassin de Dinant dans lequel se superposent, en affleurant sur ses bords, les multiples couches du Dévonien et celles du Calcaire Carbonifère supportant le houiller. Entre le bassin de Dinant et celui de Namur se présente la zone plissée et faillée du Condroz.

Le bassin de Namur présente également la plupart des couches du Dévonien enrobant le calcaire carbonifère et le houiller.

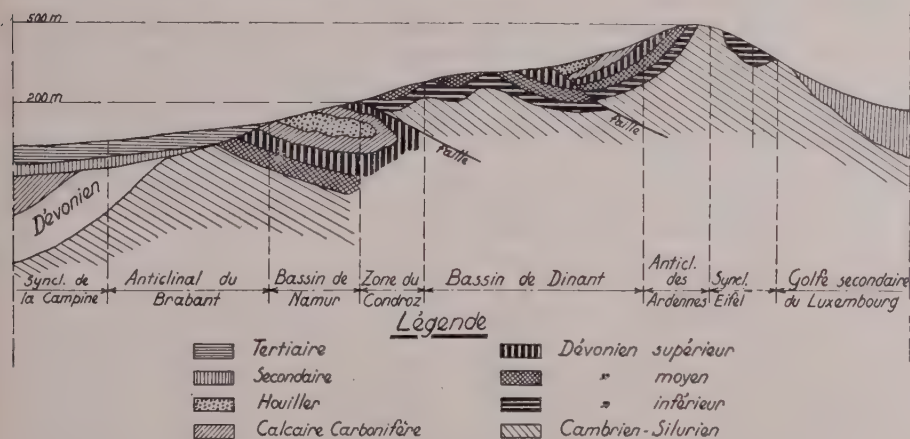


Fig. 1

Au Nord de ce bassin, le massif siluro-cambrien affleure de nouveau dans l'anticlinal du Brabant, s'enfonçant cette fois définitivement vers le Nord en supportant les couches du dévonien et celles du carbonifère du Bassin de la Campine.

Sur le flanc Sud du massif siluro-cambrien des Ardennes se présente le synclinal dévonien de l'Eifel et vers l'extrême sud, le golfe jurassique du Luxembourg.

Le secondaire se rencontre encore à l'Ouest dans le bassin de la Haine où un synclinal Crétacé s'enchasse plus ou moins dans le synclinal houiller du bassin de Namur. On retrouve aussi le Crétacé vers l'Est sous la Hesbaye.

Si les terrains secondaires n'affleurent par conséquent que sur des étendues relativement limitées, par contre, de multiples terrains tertiaires (éocènes, oligocènes, miocènes et pliocènes) recouvrent les terrains primaires et secondaires à partir du bassin de Namur jusqu'à l'extrême Nord du pays, permettant cependant de nombreux affleurements du primaire de l'anticlinal du Brabant et du Nord du bassin de Namur.

Tous ces terrains tertiaires sont en pente relativement faible vers le Nord, et en cheminant du Sud vers le Nord on rencontre de ce fait des couches tertiaires de plus en plus jeunes affleurant en bandes plus ou moins larges avant de s'enfoncer doucement vers le Nord.

Cette situation est particulièrement favorable à la production de multiples couches artésiennes superposées.

Du quaternaire (limon) recouvre la plus grande partie de la Moyenne Belgique. Des dépôts sableux du même âge occupent la partie Nord des Flandres. Quant aux formations modernes, elles n'ont guère d'importance que dans les vallées de quelques cours d'eau importants et le long de la côte.

2. L'eau dans les terrains primaires

a) Le Cambrien ne présente guère de ressources aquifères. Certaines couches de quartzite fissuré donnent des quantités d'eau relativement faibles à Spa, Stavelot.

Des puits artésiens, notamment à Gand, atteignant ces couches donnent des eaux qui se distinguent plus par leurs qualités que par les quantités livrées.

b) Le Silurien ne présente guère que des terrains peu ou pas perméables.

c) Le Dévonien inférieur par contre offre quelques possibilités d'alimentation par des distributions à débit limité surtout dans les grès fissurés du Coblencien (quelques petites cités du Luxembourg, Seraing, Loverval, Thuin, Binche).

d) Le Dévonien moyen est quelque peu exploité au point de vue aquifère, surtout les calcaires fissurés du Givétien et certaines couches du Couvinien.

e) Le Dévonien supérieur offre un assez bon niveau aquifère dans les grès du Faménien; il est surtout exploité dans la province de Liège, mais toujours par des distributions limitées (Hamoir, Pepinster, etc.).

f) Par contre, les nappes du calcaire carbonifère constituent la plus abondante de nos ressources en eau potable. Elles donnent des eaux dures mais en quantités réellement considérables. Les eaux du bassin du Bocq et du Hoyoux (Bassin de Dinant) sont captées par galeries par l'Intercommunale Bruxelloise des Eaux qui s'alimente également à des carrières abandonnées du même terrain à Onoz et tout récemment à Ecaussines. (Bord Nord du Bassin de Namur.)

Des galeries établies dans la vallée du Néblon (Bassin de Dinant) alimentent l'Intercommunale liégeoise; l'Intercommunale des Flandres étudie de son côté la possibilité de captages à Ligne (bord Nord du Bassin de Namur). Dinant, Tournai et d'autres communes moins importantes exploitent aussi ces eaux.

g) Le Houiller proprement dit présente localement des assises de grès aquifère.

3. L'eau dans les terrains secondaires

a) Le Triasique n'affleure que sur des étendues très réduites de l'extrême Sud du Luxembourg et on l'a rencontré en Campine en profondeur au-dessus des terrains houillers. Il n'a aucun intérêt en Belgique au point de vue aquifère.

b) Le jurassique ne se présente que dans le Bas Luxembourg où certains de ses sables et grès calcarifères alimentent des distributions assez limitées (Arlon, Athus, Virton, etc.).

c) Mais le crétacé, surtout le Sénonien (craies) offre au contraire des ressources aquifères notables et très exploitées. Les eaux sont captées dans la Hesbaye par des galeries pour la Ville de Liège, tandis que le crétacé du Hainaut alimente l'Intercommunale des Flandres, Mons, et d'assez nombreuses distributions locales. Le tuffeau de Maestricht donne des quantités d'eau plus considérables: il présente en effet une texture cavernueuse. Les quantités d'eau données par la craie dépendent de son degré de fissuration. En dehors des exploitations signalées aux affleurements, de nouveaux puits artésiens du Nord du pays vont y chercher leur eau.

4. L'eau dans les terrains tertiaires

La succession des couches tertiaires s'inclinant comme on l'a vu vers le Nord et présentant des alternances d'argile et de sables réalise une série de réservoirs aquifères, artésiens en profondeur, dont les exploitations de ressources sont souvent limitées par la finesse des sables. Nous nous sommes efforcés, dans la mesure du possible, de caractériser ces différents sables, au point de vue aquifère, par leur coefficient de perméabilité. C'est là une des originalités de ce travail: nous reconnaissons bien volontiers que ce coefficient varie dans l'étendue d'une même couche, mais il constitue cependant une première indication qui peut avoir son intérêt.

Eocène

a) Landenien inférieur marin. Il contient des couches de sables assez fins dont l'eau est souvent utilisée pour les besoins domestiques, et par ci, par là, pour des distributions assez limitées (Tirlemont). Dans le sud de la Flandre Orientale d'assez nombreux puits artésiens y prennent leur eau (Renaix) même pour certaines industries (textiles). Ces puits s'ensablent aisément.

b) Le Landenien supérieur n'est guère utilisé que localement.

c) L'Yprésien présente au-dessus de la fameuse argile d'Ypres des sables assez fins. Ces terrains couvrent des étendues énormes. Dans le Brabant et le Hainaut ils supportent des sables bruxelliens et les captages (galeries ou puits) atteignant l'yprésien et y pénétrant, récoltent surtout les eaux absorbées par le Bruxellien. C'est le cas des captages dans l'yprésien-bruxellien du plateau d'Anderlues (Morlanwelz, Carnières, Fontaine l'Evêque, etc. etc.) Ces captages sont très nombreux mais livrent des quantités d'eau moyennement importantes. En fait, répétons-le, ce sont plutôt des captages dans le bruxellien.

d) Le Bruxellien proprement dit (à l'Est de la vallée de la Senne) est un sable grossier avec des lits de grès et surtout de grosses concrétions. Il s'étend sur de notables étendues du Hainaut et du Brabant et constitue le meilleur niveau aquifère du tertiaire. Nous avons déjà signalé que sa nappe s'étend également dans le sable yprésien sous-jacent et qu'en fait les captages dans ce dernier exploitent en fait la nappe du bruxellien.

Certains captages sont d'ailleurs nettement établis dans le Bruxellien, notamment ceux de l'Intercommunale Bruxelloise des Eaux (vallée du Hain, Forêt de Soignes).

Le Bruxellien peut donner des quantités notables d'eau du fait de sa texture plus grossière.

e) Certaines distributions locales prennent leurs eaux dans les sables Paniséliens (qui semble être le faciès occidental du Bruxellien).

f) Le sable lédien se superpose aux précédents et sa nappe ne s'en distingue guère (Eaux de Malines).

g) Au-dessus de l'Eocène, on trouve en Flandres le Bartonien dont les sables d'Assche servent à l'alimentation locale.

Oligocène

a) Le Tongrien a une perméabilité assez faible et n'est guère utilisé.

b) Les sables rupéliens inférieurs, sous l'argile de Boom sont plus perméables et sont exploités par des distributions locales.

c) Les sables chattiens ne sont guère intéressants par suite de leur faible étendue.

Miocène

a) Le Boldérien qui s'étend surtout en Campine est relativement peu perméable mais il est cependant exploité par des distributions locales (Gheel).

b) Les sables noirs de l'Anversien sont assez perméables mais leur étendue est assez limitée.

Pliocène

a) Diestien. Les sables du Diestien par suite de leur forte teneur en glauconie, prennent une teinte rougeâtre caractéristique. Leur perméabilité est assez variable. Ils sont exploités par des distributions locales (Montaigu) et certaines industries de la région où il affleure (Nord-Est du Brabant, Campine).

b) Scaldésien. — Les sables peu perméables ne sont guère utilisés.

c) Amstellien. — On y trouve les sables dits de Moll qui alimentent certaines distributions locales.

5. L'eau dans les terrains quaternaires et modernes

Quaternaire

Les limons quaternaires ont une perméabilité insuffisante, mais les sables flamandriens du nord des Flandres reposent parfois sur une couche d'épaisseur variable mais assez faible de gravier qui donne à la couche une perméabilité intéressante. (distribution d'Eecloo).

Ces sables quaternaires sont parfois excessivement fins et abandonnent alors difficilement leur eau (Melle près de Gand).

En Campine, on trouve dans le Nord-Est des sables et graviers dont la perméabilité est bonne et qui sont exploités par des distributions des environs.

Modernes

Les dunes, dans une bande parallèle au littoral, renferment une nappe qui serait intéressante si elle était plus étendue. Elle est exploitée en divers endroits du littoral belge : à la Panne, à Heyst, à Middelkerke, à Knokke. Les sables et surtout les graviers des vallées constituent d'excellents réservoirs que la rivière peut alimenter.

Ces terrains de la vallée de la Meuse sont particulièrement intéressants par suite de leur relativement grande perméabilité. Les graviers de la Meuse forment une couche assez peu homogène, d'une dizaine de mètres d'épaisseur et s'étendant sur des largeurs variables. Ils sont exploités par l'Intercommunale Bruxelloise des Eaux à Yvoir et à Ben Ahin. Ils fournissent aussi l'eau d'Ougrée-Sclessin et de Visé. Liège a fait divers essais tant dans les graviers de l'Ourthe que dans ceux de la Meuse, mais si ces essais étaient très concluants au point de vue de la perméabilité, ils l'étaient moins en ce qui concerne la qualité de l'eau.

Premier Essai de classification des terrains tertiaires, quaternaires et modernes au point de vue de leur perméabilité

Quelques valeurs de K en Belgique (déterminés par des essais de pompage)	
Sable quaternaire flandrien (Melle)	7,1. 10 ⁻⁶ m/s
Sable des dunes (Heyst)	3. 10 ⁻⁴
Sable quaternaire fin mais avec gravier et coquillages (Eekloo)	1,55. 10 ⁻⁴
Sable miocène (Westerloo)	2. 10 ⁻⁴
Sable rupélien (tranchée d'Eygenbilsen)	4. 10 ⁻⁵
Sable yprésien (Melle)	2,9. 10 ⁻⁵
Sable panisélien (Varsenaere)	10 ⁻⁵
Sable diestien (Tessenderloo)	0,7 à 1,6. 10 ⁻⁴
Gravier de la Meuse (Sclessin)	0,011 à 0,016
Gravier de la Meuse (Liège)	0,039

Quelques indications relatives aux quantités d'eau puisées

La Belgique utilise peu les eaux de surface : les seules grandes distributions ayant recours à ces eaux sont celle d'Anvers (Nèthe) et celle de Verviers barrage de la Gileppe).

Le captage et les distributions publiques sont en général entre les mains des communes ou des intercommunales. Pour faciliter les réalisations, la loi a créé un organisme parastatal : la Société Nationale des Distributions d'Eau auxquelles les Communes et Intercommunales *peuvent* avoir recours soit uniquement pour l'étude et la réalisation des travaux, soit aussi pour l'exploitation des réseaux qu'elle a réalisés.

Toutes ces questions relèvent du Ministre de la Santé Publique auquel tous les projets doivent être soumis pour approbation et attribution de subventions. Nous nous bornerons à des indications relatives aux groupements les plus importants qui sont les suivants :

A) L'Intercommunale Bruxelloise des Eaux qui alimente toutes les communes de l'agglomération bruxelloise et un certain nombre de localités sur le tracé de ses conduites. De plus, elle fournit annuellement une dizaine de millions de m³ à l'Intercommunale des Flandres. Les captages sont multiples et ont porté en 1953 sur 63.644.006 m³. Plus des 3/4 de ce débit proviennent du calcaire carbonifère.

Modave	: 50.000 m³/jour	Débit moyen
Spontin	: 30.000 m³/jour	
Crupet	: 15.000 m³/jour	
Onoz	: 5.500 m³/jour	
Ligny et St Martin	: 30.000 m³/jour pendant quelques semaines.	

Les graviers de la Meuse donnent :

Yvoir : 15.000 m ³ /jour	pendant 100 à 150 jours par an
Ben Ahin : 30.000 m ³ /jour	

Les captages du Bruxellien interviennent pour :

Vieux Genappe et Loupoigne	: 6.500 m ³ /jour
Braine l'Alleud	: 30.000 m ³ /jour
Plancenoit	: 3.500 m ³ /jour
Forêt de Soignes	: 7.000 m ³ /jour

Débit moyen.

Le nouveau captage de Vedrin intervient jusqu'à présent avec 16000 m³/jour. Enfin, des travaux sont en cours pour capter les eaux du Calcaire Carbonifère à Ecaussines et les eaux de la Craie dans le Borinage, à Nimy, Havré, Bray, etc.

La consommation de 1953 correspondant à 145.000 m³/jour se rapporte à un ensemble de communes groupant plus d'un million d'habitants. La consommation est donc de l'ordre de 130 à 140 litre par jour et par habitant.

B) L'Intercommunale des Flandres reçoit comme on l'a vu environ 27.500 m³/jour de l'Intercommunale Bruxelloise. De plus, ses captages de la vallée de la Haine peuvent lui donner 30.000 m³/jour.

En fait, la consommation moyenne actuelle est de l'ordre de 50.000 m³/jour. Le calcaire carbonifère pourra donner plus tard 20.000 m³/jour.

Cette intercommunale dessert Gand et ses faubourgs, Termonde, St Nicolas, Ostende, Blankenberghe et une vingtaine de localités populeuses en Flandre. Gand consomme en moyenne environ 100 litres par jour et par habitant.

C) La Société Nationale des Distributions d'Eau a établi et exploite de très nombreux captages et distributions disséminés dans tout le pays.

Un aperçu même limité des données relatives à cette Société dépasse le cadre de cet exposé.

Il est peut-être intéressant de signaler que la quantité d'eau souterraine distribuée annuellement est de l'ordre de 220 millions de m³.

EAUX SOUTERRAINES
ETUDES DIVERSES

CERTAINES CARACTERISTIQUES DES NAPPES ARTESIENNES ET LEUR FAÇON DE SE CONDUIRE DU POINT DE VUE HYDRAULIQUE

par

Prof. Ing. Giulio SUPINO

L'A. à la suite d'études entreprises sur les nappes artésiennes de l'Emilie et de la Romagne et particulièrement sur celles de la Marecchia, du Rabbi et du Montone, fait noter l'importance du fonctionnement comme réservoir de la partie la plus élevée de la conoïde (en amont de l'embranchement et des ramifications des différentes nappes); c'est cette caractéristique qui consent de tirer de l'eau de ces nappes mêmes pendant l'été avec des dépressions limitées. L'A. indique en conséquence certains cas typiques de captage des eaux de ces nappes qui permettent, en utilisant des formules élémentaires, d'évaluer les débits qu'on peut tirer de ces nappes de façon de s'approcher du fait physique plus que l'on ne pourrait faire avec les schémas habituels des puits circulaires.

* * *

1. — Certaines recherches faites en 1953 à Rimini et à Forlì, m'ont conduit à considérer le fonctionnement hydraulique des nappes artésiennes de la Marecchia, du Rabbi et du Montone.

L'analogie rencontrée par le Prof. Buli dans les formations géologiques et par moi dans le fonctionnement hydraulique m'ont porté à la considération que les nappes hydriques de l'Emilie sont généralement toutes du même type et m'ont porté à exposer les résultats de ces recherches par le fait qu'elles peuvent être utiles non seulement dans cette région mais aussi dans d'autres où le phénomène de l'artésianisme a une origine semblable.

2. — Considérons schématiquement la formation des nappes de la Marecchia ⁽¹⁾.

On se trouve ici en présence d'un gros dépôt alluvionnaire de graviers et de cailloux généralement compris entre le défilé de Verucchio et la ligne S. Arcangelo — Vergiano; ce dépôt est en partie à découvert et forme la berge de la rivière ainsi que ses embranchements latéraux; ensuite il s'étend au dessous d'un premier banc d'argile imperméable. L'alluvion, en avançant vers l'aval se bifurque et se divise en plusieurs branches en formant des ramifications constituées par des couches de gravier de différentes épaisseurs; celles-ci, avant une pente plus ou moins grande se répandent dans le sous-sol de la plaine et se jettent ensuite dans la mer ou bien elles se ferment sous le fond marin.

Le coefficient de filtration des différentes nappes d'eau atteint l'ordre de grandeur de 0,0015 à 0,0018 m/sec.

Les fig. 1 et 2 montrent le profil en long et le plan de la zone.

3. — Aussi dans le territoire de Forlì baigné par les torrents Rabbi et Montone on peut observer le même phénomène. A l'extrémité amont des deux vallées commence à se former un dépôt alluvionnaire constitué par du gravier et des cailloux; ce dépôt s'étend sur une grande surface, étant donné que les deux extrémités des vallées se trouvent à une certaine distance l'une de l'autre, mais son épaisseur est moins grande que celui de la Marecchia. L'alluvion graveleuse et caillouteuse commence à s'étendre dans le sol en correspondance de la ligne de chemin de fer Carpena — S. Varano-Villagrappa; en correspondance de la voie émilienne elle est déjà divisée en plusieurs couches (on en connaît au moins trois à la profondeur de 20, 25 — 30 et 80 m environ).

En continuant vers le nord ces couches augmentent encore et le matériau dont

(1) — cfr. U. Buli — Geoidrologia della conoide della Marecchia — *Giornale di Geologia* — Vol. X — Bologna 1935.

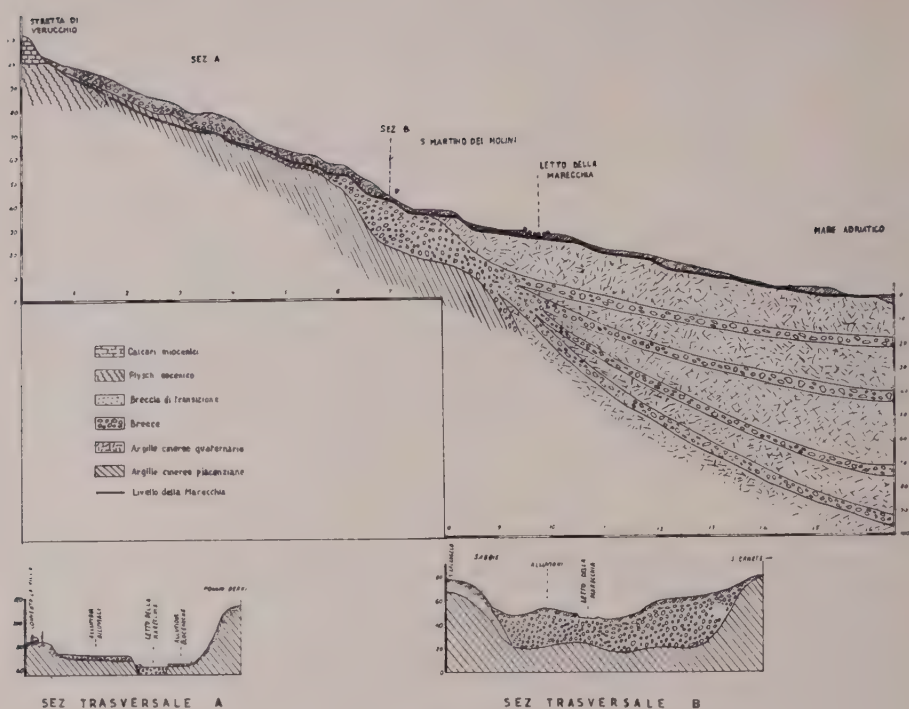


Fig. 1

Profil longitudinal le long de l'axe de la conoïde de la Marecchia depuis la gorge de Verrucchio jusqu'à la mer — Relevés par le Prof. U. Buli en 1934.

elles sont formées devient plus menu; jusqu'à présent il n'a pas encore été possible de suivre ces couches jusqu'à la mer.

4. — La situation hydraulique peut être représentée schématiquement de la façon suivante :

Nous nous trouvons en présence d'un réservoir, c'est-à-dire celui formé par le dépôt alluvionnaire amont; de ce réservoir se détachent plusieurs grosses conduites (représentées par les différentes nappes) et celles-ci alimentent à leur tour tous les puits et les sources de la zone; ces conduites finissent enfin en mer ou se ferment dans le sous-sol de la plaine ou bien sous le fond marin.

Le fait qu'on veut mettre en évidence c'est l'importance hydraulique de la « poche alluvionnaire » et sa capacité de régulation. Effectivement il ne suffit pas de démontrer que ces nappes sont généralement alimentées :

1) — par le courant au dessous du lit des cours d'eau intéressés (c'est-à-dire par la courant sous fluvial de la Marecchia pour Rimini et celui du Rabbi et du Montone pour Forlì);

2) — par le gros débit des eaux des crues lorsque celles-ci, après avoir occupé tout le lit de la rivière et envahi les alluvions environnantes, pénètrent dans le sol et l'imbibent complètement;

3) — par l'eau de pluie tombée dans la zone ou sur les collines voisines qui, en étant recouvert de sables des dépôt pléistocènes (« astiani ») filtre pour la plus grande partie dans les couches latérales ou qui se trouvent au dessous de celle-ci.

Il faut cependant tenir compte que les cours d'eau considérés restent en étiage pendant plusieurs mois et que les collines voisines restent de même pratiquement sans eau. Cependant les nappes d'eau sont continuellement soumises à des soutirages

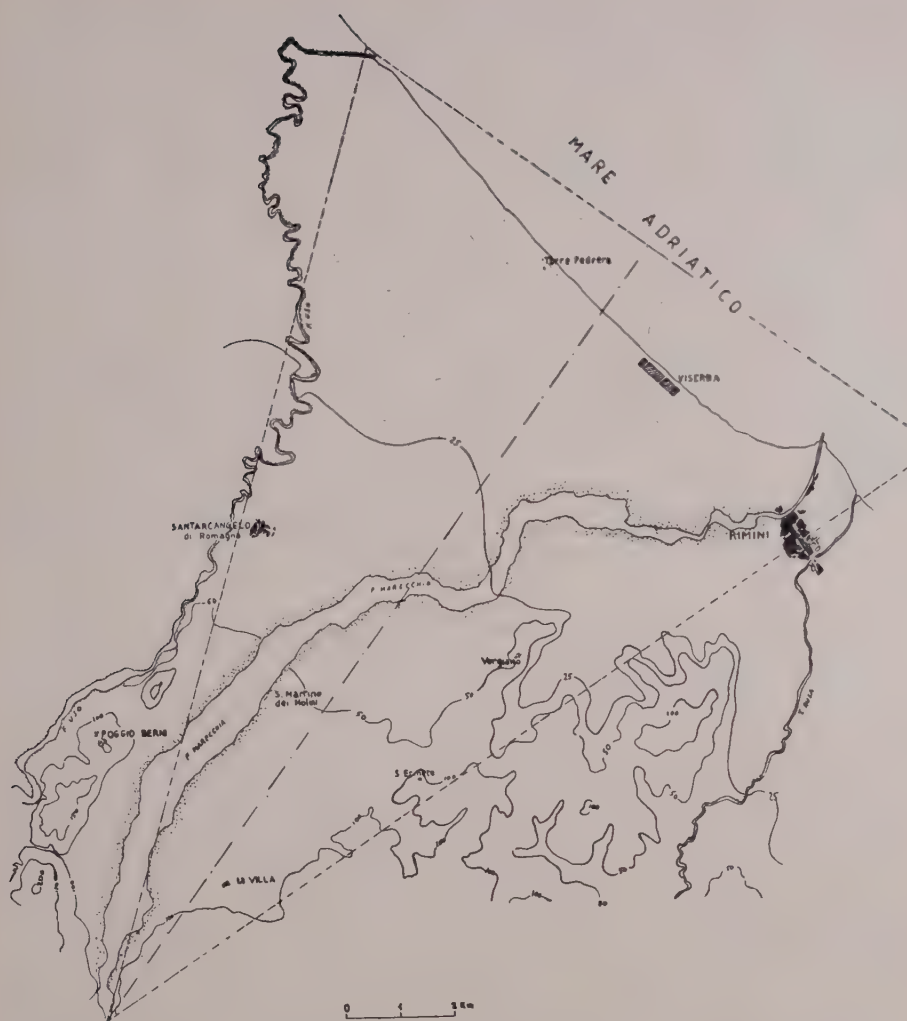


Fig. 2
Plan général de la conoïde de la Marecchia.

d'eau et même on demande à celle-ci pour le service de l'irrigation et de la distribution d'eau potable, des débits assez forts surtout dans les périodes de manque d'eau.

Dans la zone de Rimini le soutirage total d'eau atteint actuellement $2 \text{ m}^3/\text{sec}$. Ce phénomène peut être rendu possible seulement en considérant la capacité de remplissage de la couche alluvionnaire.

5. — Pour justifier ce qui a été ci-dessous affirmé et pour compléter les recherches géologiques du Prof. Buli je répète les calculs hydrologiques que j'ai fait pour la Marecchia :

a) — Débits au dessous du lit de la rivière

Le lit de la Marecchia a, même en amont de la gorge de Verrucchio, une certaine

épaisseur de matériau alluvionnaire. Cependant à Verrucchio, les affouillements faits pour la construction du pont de chemin de fer ont indiqué une épaisseur d'alluvion inférieure à 10 m sur une longueur de 70 m et pour une pente de 0,01.

On devrait alors pouvoir disposer d'un coefficient de filtration ayant la valeur de 0,004 (c'est-à-dire plus du double que celle généralement admise pour les nappes aquifères de la Marecchia et pour celles semblables) afin d'obtenir un débit de 300 litres par seconde. Cette valeur semble représenter la limite maximum, même selon certaines mesures faites par le Service Hydrographique en 1946. En cette année, pendant le mois de septembre, on a vérifié à Pietracuta un débit de 193 l/sec et à Verrucchio 113 l/sec; en conséquence entre ces deux stations (celle de Pietracuta se trouve à environ 9 km amont) on a pu constater une perte de 80 l/sec.

On peut attribuer le total des pertes à la filtration mais on peut ensuite remarquer que, en correspondance du pont de S. Maria Maddalena (un peu en amont de Pietracuta) pour 60 m de longueur du lit de la rivière, la roche est pour une grande partie à découvert et la pente sensiblement réduite; le débit sous le lit même qui arrive à S. Maria Maddalena ne peut donc pas atteindre 50 l/sec.

En aval du pont de S. Maria jusqu'à Verrucchio on n'a aucun affluent sur la gauche; sur la droite, en procédant en aval on rencontre d'abord le torrent Mazzocco, puis le Rio S. Marino et le bassin versant augmente alors de 104 km². Le lit du torrent Mazzocco est formé par des cailloux avec sable et vase (effectivement son bassin versant est en grande partie argileux); par contre le Rio S. Marino ayant son lit formé par des cailloux et du gros sable, pourrait avoir un débit, sous son lit, pas complètement négligeable (son débit est visiblement nul pendant l'été), mais son importance est limitée par le fait que son bassin versant est d'environ une douzaine de km².

Toutes ces observations nous confirment donc la raison que la valeur maxima du débit filtrant à travers la gorge de Verrucchio ne peut pas atteindre 300 l/sec.

b) — Affluence d'eau due aux pluies

Les observations de Buli montrent que sur la rive droite de la Marecchia on a eu des alluvions perméables entre Verrucchio et Casa Zoli; ces alluvions, ainsi que les terrasses contiguës forment une zone de 25 km² de superficie. La quote part des pluies qui filtrent dans la zone a été calculée par l'auteur en raison de 224 mm par an (environ 1/3 de la pluie totale); en conséquence le volume d'eau filtré par an est de 5.600.000 m³.

A ce volume on doit ajouter le volume recueilli par les matelas collineux pléistocéniques : leur étendue est de 7,56 km² et le volume d'eau filtré est d'environ 1.700.000 m³ par an. Enfin on doit considérer le lit de la Marecchia (d'environ 10 km²) dans le sens que certaines fois la pluie tombe sur celui-ci même lorsque la rivière n'est pas en crue ce qui augmente la quantité d'eau filtrante; en supposant que ceci arrive pour environ la moitié des pluies on devra ajouter 1.100.000 m³ par an.

En conséquence l'apport hydrique dû aux pluies devrait être évalué à environ 8.400.000 m³ par an ce qui pourrait donner lieu à un débit continu d'environ 270 l/sec. Cependant, afin de réduire l'affluence des eaux à débit continu il est nécessaire que l'alluvion soit en mesure d'emmagasiner l'eau qui afflue.

c) — Dans la zone alluvionnaire les oscillations des puits *phréatiques* (Bureau des postes de Corpolò — Molino Bianco, Molino Muratori) sont d'environ 3 m; celles des puits *artésiens* (Bureau des postes de S. Ermete, Casa Bianchini) sont d'environ 9 m.

L'oscillation d'environ 3 m des puits phréatiques intéresse un volume d'alluvion, en dehors de la rivière, de $3 \times 25.000.000 = 75$ millions de m³; c'est-à-dire si le coefficient de saturation est de 0,15 il se réfère à 11,25 millions de m³ d'eau; par contre si le coefficient est 0,20 il se réfère à 15 millions de m³ d'eau. Dans tous les cas ce volume dépasse le volume d'eau de pluie qui est passée dans les nappes : il est donc d'origine différente.

Etant donné que les puits ressentent directement dans leurs oscillations, des crues de la rivière on peut en conclure que la rivière s'unit aux pluies pour alimenter la nappe phréatique et, en outre, elle refournit directement la zone de la Marecchia.

d) — On doit remarquer qu'en plus des graviers plus élevés, dont on a parlé ci-dessous, entre les deux lignes idéales Convent La Villa — Poggio Berni et S. Ermete — S. Martino dei Molini, on trouve aussi un banc alluvionnaire, formé en partie par de gros cailloux, d'une épaisseur moyenne de 25 : 30 m; ce banc alluvionnaire a sur la ligne S. Ermete — S. Martino, une largeur d'environ 4 km, tandis qu'il est assez étroit sur la ligne de Poggio Berni. Etant donné que la distance entre les deux sections

est d'environ 4 km, on peut en déduire que l'aire intéressée par le banc alluvionnaire compris entre ces deux sections est d'environ 8 km², et le volume total de l'alluvion se monte à 200 millions de m³ environ.

Lorsque ce matelas est imbibé d'eau on aura une réserve de 30 à 40 millions de m³ d'eau phréatique qui pourra alimenter le débit demandé aux puits dans la période d'étiage.

À ce débit on peut ensuite ajouter l'emmagasinement de la zone artésienne avant la bifurcation des nappes aquifères; étant donné que l'alluvion, entre la ligne S. Ermete — S. Martino dei Molini et S. Arcangelo — Vergiano, occupe environ 12 km² de superficie et a une épaisseur moyenne de 20 m, le volume alluvionnaire est donc d'environ 240 millions de m³ et son volume d'eau sera représenté par d'autres 40 ÷ 50 millions de m³.

e) — Il reste à démontrer comment cet emmagasinement d'eau peut être alimenté. Il est clair que ceci advient pendant les crues de la rivière; en outre les 300 l/sec qui proviennent du tronçon de la rivière en amont du Ponte Verrucchio représentent un débit à peu près constant (par le fait que l'emmagasinement en amont du Ponte Verrucchio est aussi assez important: en effet on a environ 20 millions de m³ d'alluvions caillouteuses ce qui représente une réserve de 3 ÷ 4 millions de m³ d'eau); par contre sur les 10 km compris entre Ponte Verrucchio et S. Martino dei Molini on aura une filtration plus forte. En cet endroit le lit de la rivière a une largeur de 1 km environ et sur les 10 km du parcours en alluvion caillouteuse, pendant les crues, des phénomènes importants peuvent se produire; même en considérant le coefficient de filtration de 0,0002 étant donné la pente moyenne des charges piézométriques de sept par mille, on peut avoir des débits filtrants de l'ordre de grandeur de 14 m³/sec.

Cependant sur toute la longueur du lit de la rivière le coefficient de filtration a des valeurs assez plus grandes*; ainsi les débits de filtration seront effectivement même plus grands.

On doit cependant remarquer que des infiltrations de telles proportions se manifestent seulement lorsque le volume alluvionnaire sera privé d'eau ou si tout-au-moins il aura des vides disponibles: quelque grande que puisse être la perméabilité d'un matelas alluvionnaire si celui-ci n'était pas utilisé il finirait par être rempli d'eau et la rivière ne pourrait plus l'alimenter par la suite. Dans le cas réel si dans la nappe aquifère de Rimini on n'avait pas de puits, le seul débit de l'amas serait celui des sources sous marines, qui ne pourrait être trop important étant donné les dimensions des nappes aquifères en aval de S. Arcangelo et la perte de charge disponible entre cette localité et la mer. En conséquence, l'amas perdrait seulement ce débit, et lorsqu'il serait imbibé d'eau, il ne pourrait pas être alimenté par un débit plus grand. Seulement le soutirage d'eau des puits, en vidant la masse alluvionnaire, en permettrait par la suite le remplissage pendant les crues de la Marecchia.

Pour conclure le débit utilisable des nappes aquifères de la Marecchia résulte d'un double ordre de faits. Le premier concerne l'alimentation continue: de la gorge de Verrucchio découlent environ 300 l/sec continus; 200 autres litres (peut-être un peu moins) pourraient arriver de l'Ausa et de l'Usa. Ceci représente tout le débit continu sur lequel on peut compter.

Le deuxième fait qui est le plus important concerne l'emmagasinement de l'alluvion tant de nature phréatique qu'artésienne comprise entre S. Arcangelo — Vergiano et Poggio Berni — La Villa: cet emmagasinement d'eau peut être évalué, selon le volume de l'alluvion, à 500 millions de m³ et pour un volume d'eau d'environ 80 ÷ 100 millions de m³. Il est clair que ce matelas ne peut être complètement vidé car il faut conserver à l'eau une hauteur suffisante afin que les nappes aquifères plus en aval restent sous pression; ce matelas est à présent déjà passablement exploité si les oscillations des puits artésiens à l'origine de la couche argilleuse arrivent à plus de 9 m (c'est-à-dire elles intéressent un volume alluvionnaire de 72 millions de m³ et un volume d'eau d'environ 14 millions de m³).

On peut donc considérer qu'actuellement les oscillations de l'eau de l'alluvion intéressent entre la nappe phréatique et celle artésienne un emmagasinement de 25 millions de m³ environ; cette réserve d'eau permettrait pendant les 150 jours de

* Considérant les mesures de k sur quelques rivières de l'Emilie: on a trouvé $k = 0,001$ (sur la Savena en amont de Bologne; Puppini) $k = 0,0015$ sur l'Enza et $k = 0,0021$ sur la Secchia (Torricelli); Torricelli même a mesuré $k = 0,00026$ sur le Tresinaro.

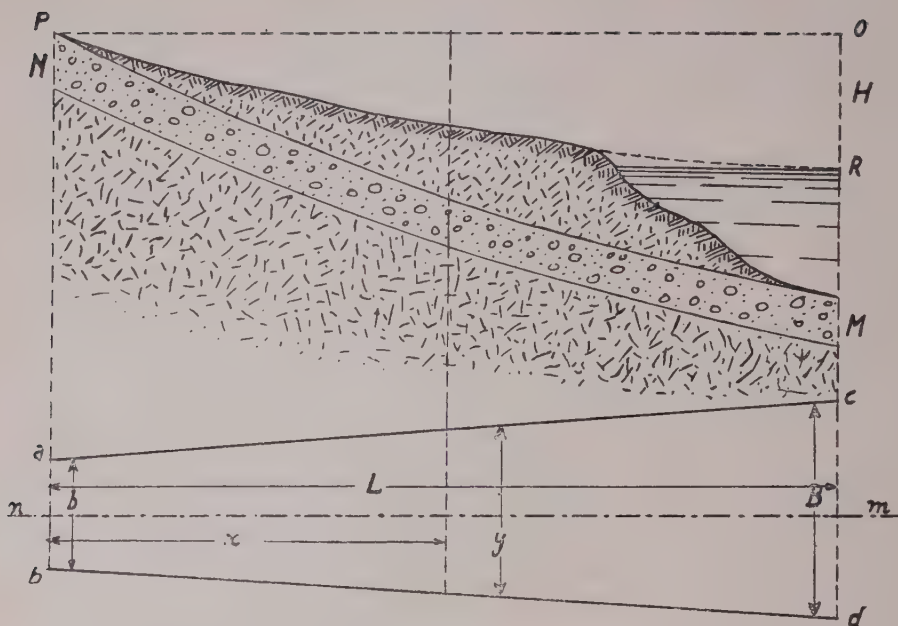


Fig. 3
Schéma d'une couche filtrante.

mai à septembre (inclus) une distribution de $\frac{25.000.000}{12.950.000} = 1,93 \text{ m}^3/\text{sec}$, c'est-à-dire, en ajoutant l'apport continu précédemment mentionné, une disponibilité d'eau de $2,42 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Ce débit peut être encore augmenté par une plus grande oscillation des puits; il serait suffisant d'admettre une oscillation de 12 m, au lieu des 9 m actuels, pour obtenir 5 millions de m^3 d'eau en plus en augmentant par ce fait le débit d'environ $0,38 \text{ m}^3/\text{sec}$.

En tenant compte des pertes de charge que l'eau subit pendant le parcours dans les nappes on observe de suite que la position des puits n'est pas indifférente et que les puits situés en marge en aval de la conoïde consentent un soutirage d'eau plus petit que dans les puits construits dans la couche alluvionnaire.

Par conséquence le prélèvement du débit en question dépend de la condition que le soutirage d'eau n'augmente pas la perte de charge des différentes nappes aquifères; on ne pourra pas augmenter de débit demandé à Torre Pedrera ou à Rimini mais, par contre, on pourra sans aucun danger augmenter le soutirage à Vergiano, à Sarzano ou dans le voisinage immédiat de ces localités.

6 — Les considérations et les conclusions précédentes conseillent des justifications et des variantes à l'étude mathématique des nappes artésiennes. Tout d'abord l'observation que le débit qu'on peut obtenir de celles-ci dépend essentiellement des oscillations de charge dans la couche alluvionnaire, oscillations toujours plus limitées, qui justifient l'interprétation donnée ordinairement aux phénomènes de filtration qui sont considérés phénomènes de *mouvement permanent*.

Il serait d'autre part convenable de schématiser les nappes d'eau comme couches artésiennes d'épaisseur constante et de largeur linéairement variable, soutirées à leur extrémité, ou bien à leur extrémité et sur un certain point intermédiaire on enfin avec soutirage uniforme sur tout le parcours de la couche.

Considérons ces trois cas séparément.

1) — Soit MN la couche filtrante et PR la ligne de charge; supposons ensuite que sur un plan la couche ait la forme d'un trapèze selon a, b, c, d (v. fig. 3). Le débit Q

constant sur toutes les sections pourra être écrit selon la formule de Darcy-Ritter

$$Q = k \Omega i$$

où k représente le coefficient de filtration, Ω l'aire de la section filtrante et i la pente motrice.

D'après les hypothèses faites selon la forme de la couche, nous aurons $\Omega = y \cdot e$ où y représente la largeur et e l'épaisseur.

Selon les indications de la figure étant :

$$y = \frac{B-b}{1} x + b; \quad i = dz/dx$$

(lorsque l'axe z est dirigé vers le bas), nous pourrions écrire :

$$Q = k e \left(\frac{B-b}{1} x + b \right) \frac{dz}{dx}$$

par conséquent en tenant compte que Q est constant, en séparant les variables et en intégrant, nous aurons :

$$\frac{k e}{Q} z = \frac{1}{B-b} \ln \left(\frac{B-b}{1} x + b \right) + \text{const.}$$

Compte tenu que, entre P et R on a une différence de niveau H lorsque x varie de 0 à 1, il en dérive :

$$(1) \quad Q = \frac{k e H (B-b)}{l \ln B/b}$$

Cette formule est bien connue.

2) — Supposons que dans la couche filtrante considérée on ait formé un puits ou un groupe de puits à une distance l_1 de l'origine de la nappe d'eau et à une distance l_2 de son extrémité ($l_1 + l_2 = 1$).

Selon la formule (1) on a que le débit aussitôt en amont des puits est :

$$Q = \frac{k e H_1 (Y_1 - b)}{l_1 \ln \frac{Y_1}{b}}$$

dans laquelle Y_1 représente la largeur des nappes en correspondance du groupe de puits et H_1 est la perte de charge entre le commencement de la nappe et les puits mêmes. Etant $Y_1 = b + l_1 \left(\frac{B-b}{l} \right)$ on peut aussi écrire :

$$(2) \quad Q = \frac{k e H_1 (B-b)}{l \ln \frac{Y_1}{b}}$$

D'une façon analogue le débit à l'extrémité de la nappe d'eau est représenté par la formule

$$Q_2 = \frac{k e H_2 (B - Y_1)}{l_2 \ln \frac{B}{Y_1}}$$

et, en étant $B = b + l \left(\frac{B-b}{l} \right)$ on aura, après avoir remplacé la valeur déjà obtenue pour Y_1

$$(3) \quad Q_2 = \frac{k e H_2 (B-b)}{l \ln \frac{B}{Y_1}}$$

Cette position (comme celle relative à Q) implique que la dépression causée par le groupe de puits puisse s'étendre à toute la largeur Y_1 de la nappe.

Pour discuter ces formules supposons d'abord que l'on ne tire aucun débit à travers des puits. Alors $Q = Q_2$ et par conséquent :

$$\frac{H_1}{\ln \frac{Y_1}{b}} = \frac{H_2}{\ln \frac{B}{Y_1}}$$

Commençons à présent de prélever un débit Q_1 de ces puits; lorsque le mouvement de l'eau est redevenu constant nous aurons, à la place de H_1 la perte de charge $H_1 + \delta$ et à la place de H_2 la perte de charge $H_2 - \delta$. Il s'ensuit que le débit Q sera augmenté et nous aurons pour la (2)

$$Q = \frac{k e (H_1 + \delta) (B - b)}{l \ln \frac{Y_1}{b}} = \frac{k e \delta}{\ln \frac{Y_1}{b}} \frac{B - b}{l} + Q_2$$

où Q_2 est le débit qui passait dans la nappe d'eau avant le premier prélèvement des puits. Le débit successif sera par contre représenté à présent par :

$$Q'_e = k e (H - \delta) \frac{B - b}{l \ln \frac{Y_1}{B}} = Q_2 - \frac{K e \delta}{\ln \frac{B}{Y_1}} \frac{B - b}{l}$$

ce débit est donc diminué de $\frac{k e \delta B - b}{\ln \frac{Y_1}{B} l}$; en conséquence le débit total prélevé est

à présent

$$Q_1 = Q - Q'_e = \frac{k e \delta (B - b)}{l} \left[\frac{1}{\ln \frac{B}{Y_1}} + \frac{1}{\ln \frac{Y_1}{b}} \right]$$

Lorsqu'on connaît le débit Q_2 de la nappe non dérangée on peut écrire :

$$\ln \frac{Y_1}{B} = \frac{k e H_2 (B - b)}{l Q_2}; \quad \ln \frac{Y_1}{b} = \frac{k e H_1 (B - b)}{l Q_2}$$

et par conséquent

$$Q_1 = Q_2 \delta \left(\frac{1}{H_1} + \frac{1}{H_2} \right)$$

Le débit qui peut être prélevé des puits est proportionnel au débit de la nappe non dérangée et à la dépression; il dépend de la position des puits par rapport à la perte de charge préexistante dans la zone où ces puits ont été creusés (ce débit est d'autant plus grand que cette perte de charge était petite).

Si on veut que la perte de charge totale reste invariée on doit avoir $H_2 > \delta$ alors que H_1 peut être $< \delta$; par conséquent il convient que H_1 soit petit, c'est-à-dire il convient que le puits soit creusé dans la voisinage de l'origine de la nappe.

3) — Supposons enfin qu'on demande à la nappe un débit constant sur tout le parcours.

Reprenons donc la formule :

$$(4) \quad \frac{k e}{Q} dz = \frac{dx}{\frac{B - b}{l} x + b}$$

mais supposons d'avoir à présent

$$Q = Q_0 - q_1 x$$

avec la condition que pour $x = 1$ on ait un débit $q_2 > 0$; on aura donc :

$$Q_0 - q_1 = q_2 > 0.$$

Dans la formule (4) en séparant les variables, on aura :

$$k e dz = \frac{(Q_0 - q_1 x) dx}{\frac{B - b}{l} x + b} = \frac{Q_0 dx}{\frac{B - b}{l} x + b} - \frac{q_1 x dx}{\frac{B - b}{l} x + b}$$

de cette formule en intégrant et en utilisant les mêmes valeurs

$$z_1 - z_2 = H; \quad x = 0 \text{ pour } z = z_1 \text{ et } x = 1 \text{ pour } z = z_2$$

il en dérive

$$k e H = \frac{Q_0 l}{B - b} \left(\ln \frac{B}{b} \right) - \frac{q_1 l^2}{B - b} + \frac{q_1 l^2 b}{(B - b)^2} \left(\ln \frac{B}{b} \right)$$

c'est-à-dire :

$$(5) \quad Q_0 - q_1 l \left(1 + \frac{1}{\ln \frac{B}{b}} - \frac{B}{B - b} \right) = \frac{k e H (B - b)}{l \ln \frac{B}{b}}$$

En posant $q_2 = Q_0 - q_1 l$ on peut écrire au lieu de la formule (5) la formule :

$$(6) \quad q_2 l \left(\frac{1}{\ln \frac{B}{b}} - \frac{B}{B - b} \right) = \frac{k e H (B - b)}{l \ln \frac{B}{b}}$$

UNSTEADY RADIAL FLOW TO A PUMPED WELL ALLOWING FOR DELAYED YIELD FROM STORAGE

by

N. S. BOULTON

M.Sc., M.I.C.E.,

University of Sheffield

Summary

The well-known non-equilibrium theory for the unsteady radial flow to a pumped well in an artesian aquifer is extended so as to include the effect of delayed yield from storage. Inconsistencies in the coefficients of permeability and storage, when determined from pumping tests using the existing theory, are eliminated by the new theory.

Two cases are considered; in Case (a) the delayed yield from storage is primarily caused by a bed of fine-grained material which is assumed to overlie the main aquifer and which includes the depressed water table. In Case (b) the delayed yield arises from a compressible bed of fine-grained material occurring within an artesian aquifer which is bounded above and below by horizontal impermeable beds.

The theory leads to a differential equation containing an unusual integral term. Fortunately, a solution has been obtained by operational methods, which gives the drawdown of the piezometric surface in the form of a definite integral. A simple approximation in terms of the exponential integral is derived for the case when the distance from the pumped well to the point considered is sufficiently small. The new solution contains two coefficients which indicate the nature of the delayed yield, besides the usual coefficients of permeability and storage.

Values of the coefficients are found from the published results of an actual pumping test in an aquifer of the type considered in Case (a). The results indicate that a large proportion of the total yield from storage occurred as delayed yield. Also, the rate of delayed yield was such that only a small part of it occurred during the period of the pumping test.

* * *

Introduction

This paper extends the well-known theory for unsteady radial flow to a pumped well so as to include the effect of the delayed yield from storage. Some years ago L. K. Wenzel ⁽¹⁾ drew attention to the important effect which the slow draining of water-bearing materials may have on the drawdown of the water-table near a pumped well. From the results of pumping tests made in the United States of America, he showed that the non-equilibrium formula (exponential integral) gave inconsistent results for the coefficient of storage. The coefficient of permeability was also inaccurate unless it was determined from drawdowns recorded at the same time in observation wells located on a line. By this method the effect of the slow draining is minimized. These inconsistencies are apparently due to the delay in the yield of water from storage as the water-table falls.

If an artesian aquifer contains beds of fine grained compressible material, these beds do not compress immediately when the pore-water pressures at their boundaries are reduced by pumping. Thus, water is squeezed out of them rather slowly, causing a delayed yield from storage similar to that produced by the slow draining of fine-grained beds under water-table conditions.

Delayed yield is not an important factor when the aquifer consists entirely of coarse sand or gravel. This conclusion is supported by the following simple experiment: A sample of saturated sand, 14 inches high, was allowed to drain into a layer of coarse gravel at its base, in which the hydraulic head was first rapidly lowered and then maintained at atmospheric pressure. For a graded coarse Leighton Buzzard

(1) The references are given on p. 477

sand (sand X), having a range of grain size between 0.024 inch and 0.05 inch, the rate of flow was practically zero after drainage for 30 minutes. For a finer sand (sand Y), having a range of grain size between 0.006 inch and 0.034 inch, the rate of flow had fallen to 3 per cent of the average rate after draining for 2 hours. Provided, therefore, that the aquifer consists of loose sand no finer than sand Y, it is probable that delayed yield has little effect on the results of field pumping tests to determine coefficients of permeability and storage.

An examination by the Author of recent pumping tests on bore-holes in the Bunter Sandstone of the English Midlands suggests that it is necessary to assume delayed yield from storage in order to account for the observed drawdowns. However, the great depth of the aquifer and consequent vertical movement of the ground water make this case rather different from the problem considered in this paper.

Statement of problem

Two cases are considered as follows:

Case (a) An extensive bed of coarse sand rests on a horizontal impermeable layer. When the well, which completely penetrates this bed, is pumped a 'cone of depression' is formed. It is assumed that, above the coarse sand, there is a bed of very fine sand and silt in which practically the whole of the depressed water-table is located. The volume of water which percolates directly to the well through this upper bed would be small and may be neglected, especially since the well would probably be lined down to the base of this bed in practice. Hence the formula for artesian conditions may be used. As pumping proceeds and the pore-water pressures at the base of the fine sand are lowered, water slowly drains out of this bed giving a delayed yield from storage.

This case differs from that considered by C. E. Jacob ⁽²⁾ (and others) since he assumes a constant hydraulic head to exist at the top of the 'semi-pervious confining' bed.

Case (b) A water-bearing bed of coarse sand is overlain and underlain by horizontal impermeable beds and the well, which completely penetrates the aquifer, is assumed to be pumped under artesian conditions. A compressible bed (or beds) of uniform thickness, consisting for example of fine sand and silt, produces a delayed yield from storage.

Theory of unsteady radial flow allowing for delayed yield

Let s denote the drawdown of the piezometric head in the coarse sand (for Case (a) or Case (b)), at a distance r from the axis of the well at time t from the start of pumping.

If the delayed drainage from the fine sand bed were absent, the appropriate differential equation would be ⁽³⁾

$$T \left(\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} \right) = S \frac{\partial s}{\partial t} \quad (1)$$

In this equation S is the coefficient of storage, which is defined as the volume of water released from storage per unit horizontal area, due to a unit decline in head. The coefficient T is the 'transmissibility'; it is defined by $T = kb$, where k is the permeability coefficient and b is the thickness of the coarse sand bed.

The right-hand side of equation (1) represents the volume of water that is released from storage into a column of the coarse sand of unit cross-sectional area in unit time.

Now considering the effect of the bed of fine sand in causing delayed yield, let δs denote the increase in drawdown at any radius r between the times τ and $\tau + \delta\tau$ since pumping commenced. For Case (a) the reduction in pore-water pressure beneath the fine sand bed causes the water to drain into the coarse bed gradually and at a diminishing rate. For Case (b) the reduction $\gamma_w \delta s$ in pore-water pressure causes an increase in 'effective pressure' of equal magnitude at the top and bottom of the fine sand bed which is thus compressed. Being of low permeability this bed is not compressed immediately and water is squeezed out into the coarse sand gradually and at a diminishing rate. Terzaghi's theory of consolidation may be applicable

in this case, but, since the law must be simple to be manageable in the equations, a simple empirical form is assumed in the present paper. However, the method of solution is theoretically possible with any give function.

It is reasonable to assume that the rate of delayed yield, due to an increment of drawdown δs , is proportional to δs . Let S' be the delayed yield per unit area, per unit drawdown. It is then assumed that the rate of delayed yield at any time t , due to an increase in drawdown δs during the interval $\delta\tau$, ($\tau < t$) is

$$\delta s \alpha S' e^{-\alpha(t-\tau)} \quad (2)$$

per unit area of sand bed, where α is an empirical constant.

The total volume of delayed drainage from the fine sand bed, per unit area per unit decline in head, is

$$\alpha S' \int_{\tau}^{\infty} e^{-\alpha(t-\tau)} dt = S'$$

which agrees with the definition of S' .

Now replace δs by $\frac{\partial s}{\partial \tau} d\tau$ in expression (2) and integrate between the limits of 0 and t . Then the rate of delayed drainage per unit area at time t is

$$\alpha S' \int_0^t \frac{\partial s}{\partial \tau} e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau$$

This expression must be added to the right-hand side of equation (1) to allow for the effect of delayed yield from storage. The assumption is here made that the small vertical hydraulic gradients in the coarse sand, due to the inflow from the bed of fine sand, may be neglected so that the flow to the well may be regarded as entirely horizontal.

Writing $c = \alpha S' / T$, $a = T / S$ and dividing by T , the differential equation becomes

$$\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} = \frac{1}{a} \frac{\partial s}{\partial t} + c \int_0^t \frac{\partial s}{\partial \tau} e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau \quad (3)$$

Outline of mathematical solution

It is fortunately possible to solve equation (3) (including the unusual integral term) by using the Laplace Transformation method and applying the Faltung theorem (4). This theorem may be written

$$L\left\{\int_0^t f_1(\tau) f_2(t-\tau) d\tau\right\} = L\{f_1(t)\} L\{f_2(t)\} \quad (4)$$

where L denotes Laplace Transform.

$$\text{Now } L\left\{\frac{\partial s}{\partial t}\right\} = pL(s) - s_0$$

where $s_0 = \lim_{t \rightarrow +0} s = 0$ in the present case (5).

$$\text{Hence } L\left\{\frac{\partial s}{\partial t}\right\} = ps \quad (5)$$

s denoting the Laplace Transform of s .

$$\text{Also } L(e^{-\alpha t}) = \frac{1}{p + \alpha} \quad (6)$$

Applying theorem (4)

$$L\left\{\int_0^t \frac{\partial s}{\partial \tau} e^{-\alpha(t-\tau)} d\tau\right\} = \frac{ps}{p + \alpha} \quad (7)$$

Using (5), (6) and (7), the subsidiary equation to (3) is found to be

$$\frac{d^2 \bar{s}}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{d\bar{s}}{dr} - q^2 \bar{s} = 0 \quad (8)$$

in which $q^2 = \frac{p}{a} + \frac{cp}{p + \alpha}$

Equation (8) may be solved * without difficulty by the usual method. It is assumed that the well is pumped at a constant rate (volume Q per unit time) from the instant $t = 0$. Also, the well is idealized as a mathematical sink of vanishingly small radius, without introducing appreciable error **. The solution is found to be

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left[\int_0^\alpha (1 - e^{-ut}) J_0 \left\{ r \sqrt{\left(\frac{u}{a} \frac{\eta\alpha - u}{\alpha - u} \right)} \right\} \frac{du}{u} + \int_{\eta\alpha}^\infty (1 - e^{-ut}) J_0 \left\{ r \sqrt{\left(\frac{u}{a} \frac{\eta\alpha - u}{\alpha - u} \right)} \right\} \frac{du}{u} \right] \quad (9)$$

In equation (9) $\eta = \left(1 + \frac{ac}{\alpha} \right) = \frac{S + S'}{S}$

and J_0 denotes the Bessel function of the first kind of zero order.

Simple Approximation when r is Small

When r is sufficiently small a good approximation to (9) can be obtained in terms of the well-known exponential integral which is available in tabular form. An examination of the behaviour of the integrand in (9) shows that, when r is sufficiently small, the integrand does not differ appreciably from its value when $\eta = 1$, which is the case when there is no delayed yield from storage. However, the range of integration of the second integral depends upon the value of η .

Let s_1 denote the value of s when $\eta = 1$.

Then $s_1 - s \simeq \frac{Q}{4\pi T} \int_\alpha^{\eta\alpha} (1 - e^{-ut}) J_0 \left(r \sqrt{\frac{u}{a}} \right) \frac{du}{u}$

When x is small, $J_0(x) \simeq 1$.

Therefore $s_1 - s \simeq \frac{Q}{4\pi T} \int_\alpha^{\eta\alpha} (1 - e^{-ut}) \frac{du}{u}$

Performing the integration

$$s_1 - s \simeq \frac{Q}{4\pi T} [\ln \eta + \text{Ei}(-\alpha t) - \text{Ei}(-\eta\alpha t)] \quad (10)$$

Equation (10) may also be written

$$s_1 - s = \frac{Q}{4\pi T} [\text{Ei}(-\alpha t) - \ln(\alpha t) - \{\text{Ei}(-\eta\alpha t) - \ln(\eta\alpha t)\}]$$

which is convenient when tables⁷ of $\text{Ei}(-x) - \ln x$ are being used.

The quantity $s_1 - s$ on the left-hand side of (10) represents the correction to be subtracted from the drawdown as given by the Theis formula, using the coefficients T and S , in order to obtain the correct drawdown s allowing for delayed yield.

The quantity η is the ratio of the total effective coefficient of storage to the coefficient of storage associated with an instantaneous yield.

* The detailed solution will be published elsewhere.

** The correction for the error due to this approximation when r is small is given in Reference 6.

Application of the theory to a field pumping test

The theory will now be used to account for the difference between the drawdowns observed in a pumping test and those given by the non-equilibrium (Theis) formula. The selected test was made to determine the permeability of sand and gravel in the North Platte Valley near Scottsbluff, Nebraska. It has been fully described by Wenzel (⁸). The thickness of the saturated water-bearing material near the well was about 123 feet. About 9 feet of the upper part of this material consisted of fine sand and silt, and hence very little water that was discharged by the well percolated to it through this fine material.

The drawdowns at different distances from the pumped well were analysed by the non-equilibrium formula for durations of pumping of 4, 8 and 15 hours. While the three values of the permeability coefficient (k) agreed to within 4 per cent, the coefficients of storage (S) were 0.0097, 0.014, and 0.018, respectively. This increase of S of 85 per cent, with the increase in the duration of pumping, was attributed to the 'slow draining of the unwatered material', consisting of fine sand and silt in which the whole water-table was situated.

In applying the new theory to this test, the drawdowns at $r = 100$ feet were considered, since this radius is small enough for equation (10) to give a good first approximation. A second approximation indicates that the error in this first approximation does not exceed about 0.02 foot.

The relevant data are: $b = 114$ ft., $Q = 2.83$ cu. ft./sec. Since k only varied slightly in the original analysis, the value as calculated from the drawdowns for the 8-hour pumping test, namely 2.095×10^{-3} ft./sec. is adopted.

From these values it is found that $Q/(4\pi T) = 0.943$ ft.

The observed and calculated drawdowns are given for comparison in the following table:

t hours	s (Average up-gradient and down-gradient) feet		
	Observed	Calculated from Theis formula	Calculated from Equation (10)
1	2	3	4
4	4.24	3.56	4.24
8	4.56	4.20	4.56
15	4.80	4.79	4.80

The drawdowns in column 3 were calculated from the usual exponential integral formula using $S = 0.018$, as found from the 15-hour pumping test. Hence the close agreement between columns 2 and 3 for $t = 15$ hours. For the 4-hour and 8-hour periods, however, the differences are considerable, being 0.68 and 0.36 feet, respectively, thus showing that the observed drawdowns for the shorter durations of pumping are larger than those calculated by the Theis formula from the 15-hour test.

Trial values of α and η were substituted into equation (10) until the calculated and observed values of s agreed as shown in columns 2 and 4. The process of trial and error is not difficult, but its detailed description is omitted since a really simple procedure for practical use has not yet been derived.

The final values obtained for the coefficients are:

$$\alpha = 8 \times 10^{-6} \text{ sec.}^{-1} \quad \eta = 6.5$$

$$S'/S = 5.5 \quad a = 46.1 \text{ ft.}^2/\text{sec.} \quad c = 0.954 \times 10^{-6} \text{ ft.}^{-2}$$

It is possible that other combinations of α , η and a would give equally good agreement with the observed drawdowns, but it is thought that their orders of magnitude would not be changed.

Before finally accepting the values of α , η and a , they should be substituted into equation (9) and the integrals should be evaluated by quadrature for one of

the larger values of r (say 500 ft.) at which drawdowns were observed in the pumping test. If the coefficients have been well chosen, the observed and calculated values should agree.

Since $S'/S = 5.5$, the total delayed yield from storage is large compared with the instantaneous yield. This suggests that the ultimate yield from the fine sand bed at the top of the aquifer is large as compared with that due to the compression of the coarse sand.

The smallness of the value of α is remarkable. It is easy to show from expression (2) that the cumulative yield from storage (expressed as a fraction of the ultimate yield) during time $(t - \tau)$, due to a drawdown at the instant τ , is $1 - e^{-\alpha(t-\tau)}$. The value of this quantity for $t = 15$ hours, assuming $\tau = 0$, is 0.35, which means that, in the pumping test considered, the cumulative yield from storage, 15 hours after the drawdown occurred, was only about one-third of the ultimate delayed yield.

From a laboratory test on sand Y, referred to in the Introduction, $\alpha = 7 \times 10^{-4}$ sec.⁻¹, from which it may be inferred that the bed of fine sand and silt causing delayed yield in the Scottsbluff test consisted of much finer particles than sand Y. Unfortunately, the grain sizes which could have verified this conclusion were not given in the published account of the test.

Conclusions

An integral for the drawdown, allowing for the effect of delayed yield from storage is given in equation (9). For points sufficiently near to the well, equation (10) gives a simple and easily calculated approximation to (9). These equations contain two coefficients α and η in addition to the usual coefficients T and S , all of which depend upon the physical properties of the aquifer.

It may be inadvisable to regard all four coefficients as empirical quantities to be determined by pumping tests since the exact conditions existing in an aquifer are often uncertain. However, when experience in applying the theory is available, it may prove possible to arrive at sufficiently accurate values of α and η from tests on samples of the aquifer.

When it is possible to observe the drawdowns at various distances from the pumped well at a given time, it is advisable to determine the permeability coefficient from such drawdowns, as was recommended by Wenzel.

By allowing for the delayed yield from storage the new theory eliminates the variations in S and T which were sometimes obtained when observed drawdowns were analysed by the non-equilibrium formula. From the very small number of observations so far considered, it is tentatively concluded that, in order to account for the observed drawdowns, the rate of delayed yield must be so slow that only a small part of the total delayed drainage occurs during the test.

REFERENCES

- (¹) L. K. WENZEL, «Methods for Determining Permeability of Waterbearing Materials», *U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper* 887, (1942).
- (²) C. E. JACOB, «Radial Flow in a Leaky Artesian Aquifer», *Trans. Amer. Geophys. Un.* vol. 27, No. II, (April 1946).
- (³) C. E. JACOB, «On the Flow of Water in an Elastic Artesian Aquifer», *Trans. Amer. Geophys. Un.* vol. 21, p. 574 (1940).
- (⁴) H. S. CARSLAW & J. C. JAEGER, «Operational Methods in Applied Mathematics», Oxford Univ. Press (1941) p. 7, Theorem VI.
- (⁵) See reference (⁴), p. 5, Theorem II.
- (⁶) N. S. BOULTON, «The Drawdown of the Water-Table under Non-Steady Conditions near a Pumped Well in an Unconfined Formation», *Proc. Instn. Civ. Engrs.*, vol. 3, Part III, p. 574 (Aug. 1954).
- (⁷) *British Association Mathematical Tables*. (Camb. Univ. Press) vol. I, p. 31 (1946).
- (⁸) See reference (¹), pp. 135-141.

COMPARAISON DE L'EFFICACITE DES DRAINS ET DES TRANCHEES A L'AIDE D'ESSAIS SUR MODELES

par

J. ZELLER

Laboratoires de Recherches Hydrauliques et de Mécanique des Terres, Zurich.

1. Introduction

Les modalités du fonctionnement du drain horizontal lors de son emploi pour les drainages, la restitution de l'eau dans le sol ou l'approvisionnement en eau rencontrent un intérêt croissant. C'est ainsi que les Laboratoires de Recherches Hydrauliques et de Mécanique des Terres annexés à l'E. P. F. ont été chargés par « Travaux hydrauliques S. A. » à Berne d'étudier le fonctionnement du puits filtrant horizontal. Ces études ont été ensuite étendues au domaine du drain horizontal isolé en l'absence de pluies.

En admettant des conditions aux limites très simples on a étudié l'influence sur le débit et la forme de la surface libre de la position du drain par rapport à la couche imperméable et on a effectué à titre de comparaison des mesures analogues pour la tranchée. A l'aide de procédés nouveaux on est parvenu à éliminer une grande partie des imperfections dont sont entachés normalement de tels essais (Haefeli et Zeller, 1953). Pour des raisons pratiques, les dimensions du modèle ont été choisies petites. Malheureusement il n'a pas été possible d'étendre les mesures aux cas de grandes distances horizontales. Les résultats ne sont donc pleinement valables que pour le domaine étudié.

2. Exécution des essais

a) Installation d'essai

Les essais ont été effectués à l'aide d'une caisse fermée d'un côté par une paroi de verre (fig. 1 et 2) et rattachée à un circuit fermé de liquide. Ceci a permis à l'aide d'une régulation automatique d'alimenter les couches filtrantes continuellement avec la même « eau ». Le niveau variable de la nappe phréatique et la pression dans le drain ont été réglés à l'aide de déversoirs pouvant être déplacés dans le sens vertical.

La couche filtrante elle-même (dimension $56 \times 36 \times 22$ cm) est constituée par un sable de quartz à grains arrondis d'un diamètre uniforme de 2,5 à 3,0 mm, dont la porosité est en moyenne de 38 à 40 %.

On a choisi comme « eau souterraine » un liquide visqueux, à savoir de la glycérine industrielle. De cette façon, l'écoulement de filtration est laminaire et obéit à la loi de Darcy. La montée capillaire de la glycérine utilisée est petite de sorte que la frange capillaire qui perturbe l'essai a pu être maintenue à une faible valeur. On n'a guère constaté l'obstruction progressive des pores par des bulles d'air. Le drain lui-même a été constitué par une fente de 1,1 cm de hauteur aménagée à diverses hauteurs dans la paroi étanche qui forme la limite aval des couches filtrantes (fig. 2).

Le processus d'écoulement peut être très sensiblement perturbé par les bulles d'air contenues dans l'eau et qui se déposent dans la couche filtrante en provoquant un colmatage progressif (diminution de la section effective de l'écoulement).

Toute l'installation d'essai se trouvait dans une pièce où l'on n'a observé que des variations minimes de la température et de l'humidité. La température moyenne de l'air était de 14°C. On a éliminé par le calcul les écarts constatés dans les propriétés physiques de la glycérine.

b) Exécution des essais

Le coefficient de perméabilité k a été déterminé à l'aide d'un essai avec tranchée. Cet essai présuppose que lors d'un faible abaissement du niveau dans la tranchée (fond de la tranchée au niveau de la couche imperméable) la formule de Dupuit donne des résultats qui correspondent à la réalité avec une exactitude suffisante. L'essai de perméabilité a été répété pour chaque nouvelle position du drain. Les écarts sont insignifiants.

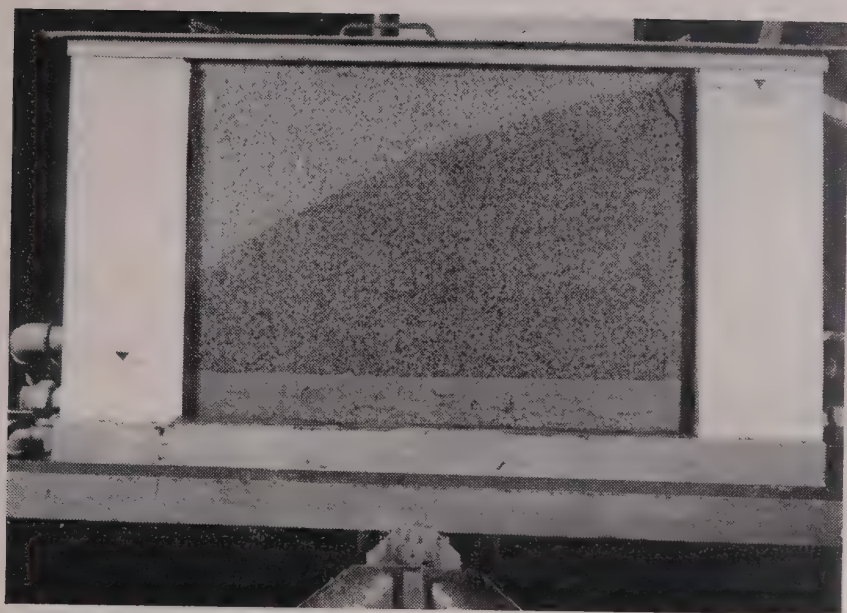


Fig. 1
Caisse du modèle, écoulement de filtration vers une tranchée.

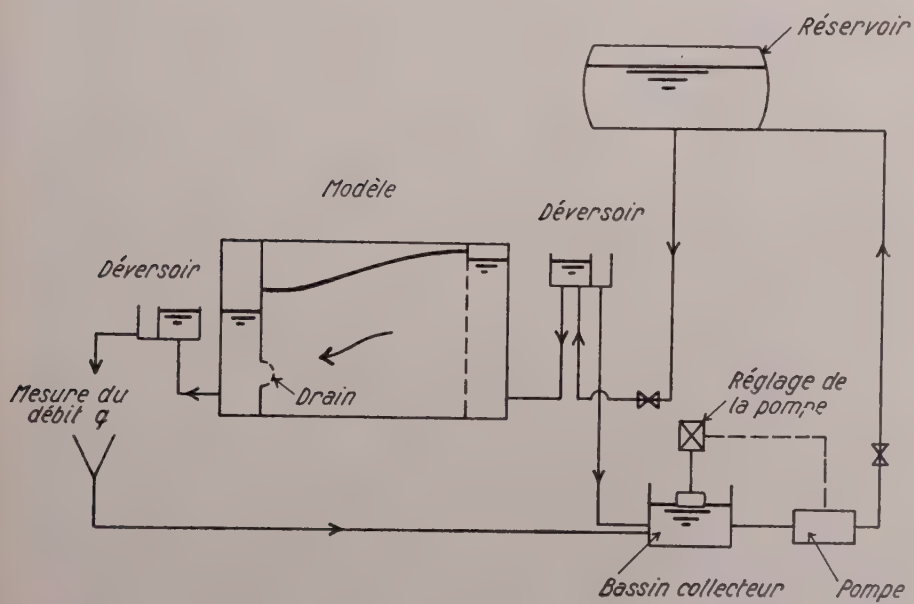


Fig. 2 Schéma de l'installation d'essai.

Ensuite on a placé le drain à différentes hauteurs. Chaque fois on a considéré trois niveaux de la nappe phréatique et cinq valeurs différentes de la pression dans les drains, c'est-à-dire 15 cas pour chaque position du drain. Le drain a été aménagé directement sur la couche imperméable, ainsi qu'à une distance de 6,5; 12,95; 19,45 et 25,90 cm de celle-ci.

Chaque essai a duré plus de 3 heures. Après 1½ heures environ l'état stationnaire était établi. A partir de ce moment les mesures ne révélèrent que des écarts de quelques pourcents. Lors de chaque essai on a mesuré la viscosité, le poids spécifique et la température de la glycérine, et on a déterminé le débit et dessiné la surface libre (y compris la frange capillaire), telle qu'on la voit à travers la paroi de verre.

3. Résultats des essais

Toutes les mesures du débit ont été réduites à la valeur constante $k_{10} = 0,090$ cm/sec, ce qui correspond à une viscosité $\eta = 110$ cP de la glycérine à la température de 10° et à un poids spécifique $\gamma = 1,230$ gr/cm³. Le liquide utilisé est donc environ 80 fois plus visqueux que l'eau à la même température. Les résultats des essais sont donc directement comparables. Lors des essais il n'a pas été tenu compte des phénomènes hydrauliques dans le drain lui-même, c'est-à-dire que le débit des drains n'était fonction que des conditions de l'écoulement de filtration (Citrini, 1952). Pour des raisons inhérentes à l'installation d'essai on n'a pas pu, lors des essais avec tranchées (pour $a \neq 0$) tenir compte de l'influence de la largeur de la tranchée sur le débit et la dépression (Mc Namee, 1949). Les valeurs mesurées ne sont donc valables que pour des tranchées très étroites telles qu'elles interviennent par exemple, lors de la pose de conduites de drainage.

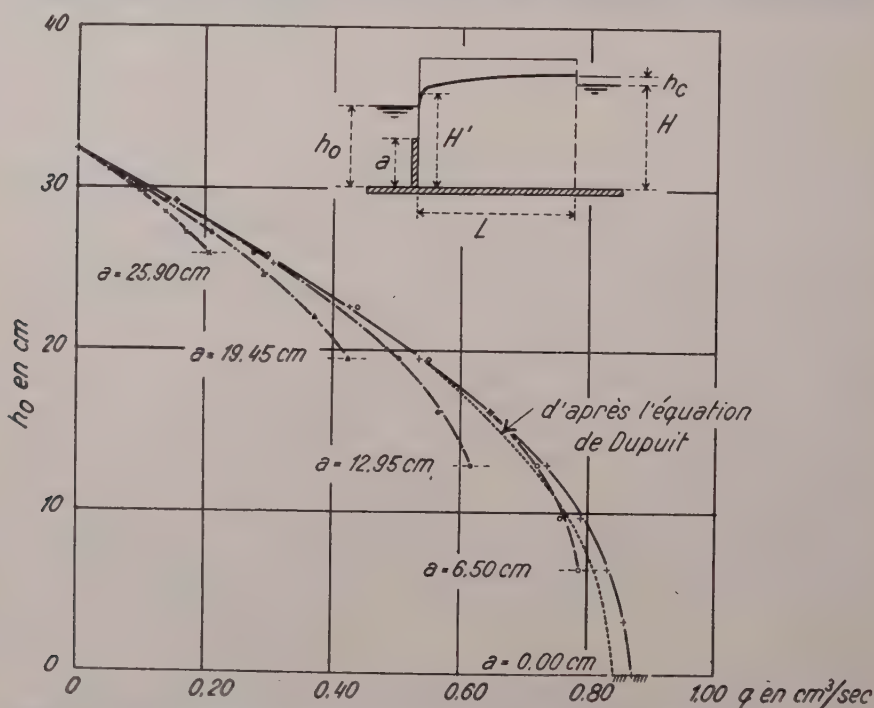


Fig. 3 Débits mesurés dans la tranchée. (par cm de largeur)
 $H = 32.40$ cm – Fond de la tranchée à la cote $a = 0, 0, 6, 50 / 12, 95$
 $19, 45 / 25, 90$ au dessus de la couche imperméable.

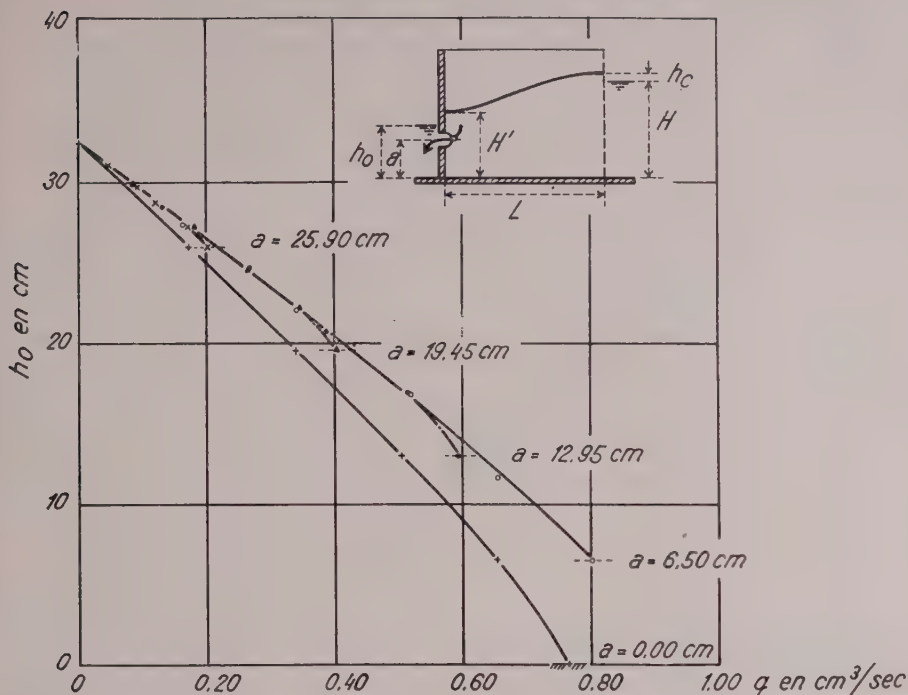


Fig. 4 Débits mesurés dans le drain. (par cm de largeur)
 $H = 32.40 \text{ cm}$ - Drain à la cote $a = 0.0/6.50/12.95/19.45$
 25.90 cm au dessus de la couche imperméable.

a) Débit

Le débit du drain augmente de façon assez régulière avec la chute de pression comme le montre la fig. 4. Une comparaison avec les mesures du débit dans une tranchée (fig. 3) révèle des différences importantes entre les deux séries d'essais. Si l'on examine l'influence de la position du drain sur le débit (fig. 4) on constate clairement que la position la plus favorable se trouve dans le cinquième inférieur de l'épaisseur des couches filtrantes (fig. 5). Le fait que le débit maximum n'est pas atteint pour la position la plus basse du drain, constitue semble-t-il, une caractéristique des drains. Dans le cas d'une nappe artésienne cette position est le milieu de la couche. Pour toutes les positions du drain au-dessus de la couche imperméable on a obtenu de meilleurs résultats que pour $a = 0$.

A titre de comparaison examinons encore les courbes relatives à la tranchée (fig. 3). Ici le débit est de façon tout-à-fait générale passablement plus grand que dans le cas du drain. La plus grande efficacité est atteinte pour les tranchées les plus profondes. L'apparition d'une surface de suintement pour les grandes dépressions dans la tranchée provoque un ralentissement caractéristique de l'augmentation du débit. Il semble que lors de grandes dépressions, c'est-à-dire pour un faible niveau de pression h_0 , il se produise un phénomène analogue à celui qu'on a constaté pour la tranchée (fig. 3). La fonction donnant le débit du drain pour divers niveaux H^* de la nappe phréatique resp. diverses pentes de l'écoulement de filtration $H - h_0^*$, conserve la même allure dans tous les cas examinés (fig. 6). On peut donc admettre qu'en principe on n'aura pas de surprises en ce qui concerne le débit et la forme de

* Pour l'explication des signes, voir l'annexe p. 489.

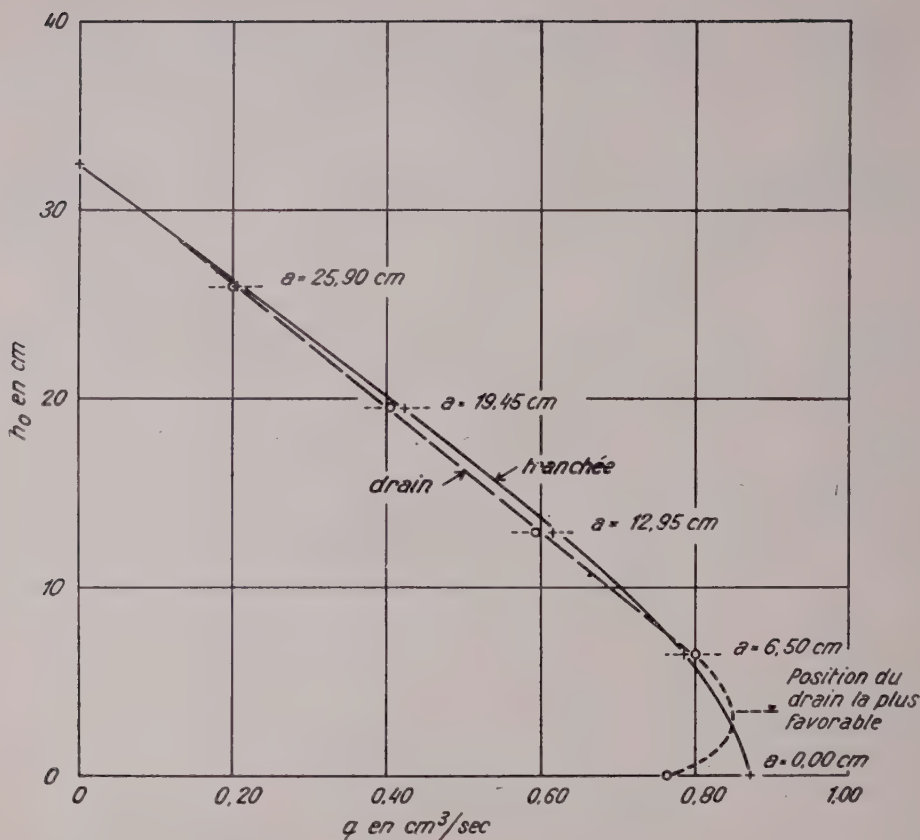


Fig. 5 Débits mesurés dans le drain et dans la tranchée (par cm de largeur). $H = 32,40$ cm. $h_0 = a$; $a = 0,0/6,50/12,95/19,45/25,90$ cm. Extrait des Fig. 4 et 5.

la surface libre pour une grande distance entre les drains ou une faible pente de l'écoulement de filtration $\frac{H - h_0}{L}$.

b) Surface libre

Nous avons choisi quelques exemples typiques parmi les nombreux essais effectués. Les courbes indiquées (fig. 7 à 9) correspondent à la limite du liquide telle qu'on la voit à travers la paroi de verre. La valeur de la montée capillaire est nettement discernable au voisinage du niveau amont. Il n'a malheureusement pas été possible de fixer la limite entre la frange capillaire et l'écoulement de filtration proprement dit le long de la surface libre.

Pour permettre une comparaison entre les phénomènes dans le cas du drain et de la tranchée nous avons rassemblé quelques mesures dans les fig. 7 à 9. Le comportement différent des surfaces libres apparaît très clairement. Alors que dans le cas de la tranchée la pente de la surface libre à la sortie n'est faible que pour de petites dépressions, la tangente dans le cas du drain est horizontale ou presque horizontale même pour de fortes dépressions. On constate au-dessus du drain un changement typique du sens de la courbure de la surface libre lorsque la dépression augmente. On constate également (fig. 4), pour le domaine mentionné, une influence analogue sur le débit.

Nous avons essayé dans les fig. 10 et 11 de représenter graphiquement les carac-

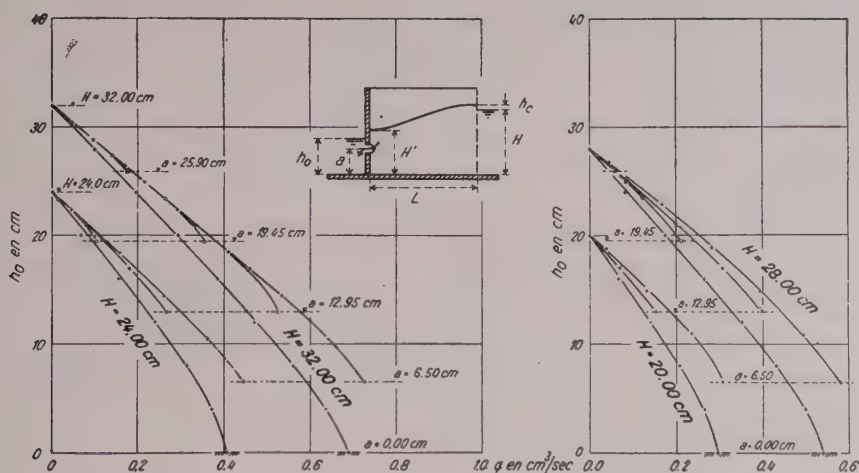


Fig. 6 Débits d'un drain pour diverses positions par rapport à la couche imperméable, en variant également h_0 et H . (par cm de largeur)

téristiques de la surface libre. Dans le cas de la tranchée, on constate que la dépression de la surface libre ne suit pas la dépression dans le drain, un phénomène qui a déjà été observé depuis longtemps (entre autres Ehrenberger) et qui a incité divers auteurs à examiner ce problème de filtration (Vibert 1943, Jaeger 1949, Cambefort 1948, Davidenkoff 1953). Dans le cas du drain au contraire, on constate à partir d'une certaine dépression que l'abaissement du niveau à la sortie est accéléré.

Cette caractéristique est à rapprocher du fait qu'il se produit un changement dans le caractère de l'écoulement. Dès que le drain est en mesure d'absorber « sans remous » le débit total de filtration on a un état analogue à celui de la tranchée. Il est donc naturel de parler d'écoulement « noyé » et d'écoulement « dénoyé ».

4. Possibilités de calcul

Nous renonçons à reproduire les procédés de calcul qui sont utilisés dans la pratique (p. ex. Kozeny, 1931). Ils se basent en partie sur des simplifications importantes qui ne tiennent pas suffisamment compte des conditions réelles. Une comparaison avec les mesures révèle dans certains cas des écarts importants.

Il viendrait alors à l'esprit d'étudier le problème de l'écoulement de filtration à l'aide de la théorie du potentiel (Breitenöder 1942, Englund 1951). Ce procédé exige passablement de travail, de sorte qu'une solution exacte sur cette base n'est guère à envisager dans des buts pratiques.

Si l'on se restreint par contre au cas d'une dépression minimale $H - h_0 \ll H$, on trouve la relation approximative (hypothèses et explications voir annexe p. 16) :

$$h_0 - H' \sim \frac{q}{k} \left[\ln \operatorname{tg} \frac{2\pi a}{4H'} + \ln \frac{\pi r}{4H'} \right] \quad (1) *$$

Toutefois pour permettre de tenir compte de la dépression dans un calcul sommaire, il semble adéquat d'admettre que l'équation (1) s'applique à un domaine 1 (fig. 12) au voisinage du drain. Pour le domaine extérieur 2 on peut admettre que l'écoulement est assimilable à l'écoulement vers une tranchée et appliquer la relation de Dupuit

$$q = \frac{k [H^2 - H'^2]}{2(L - r)} \quad (2)$$

* Explications des signes voir annexe p. 489.

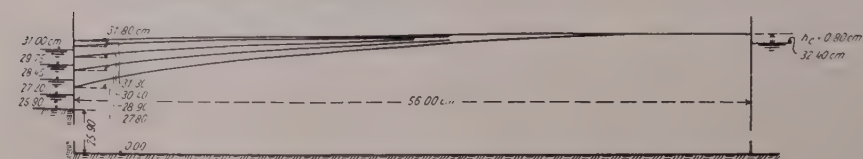
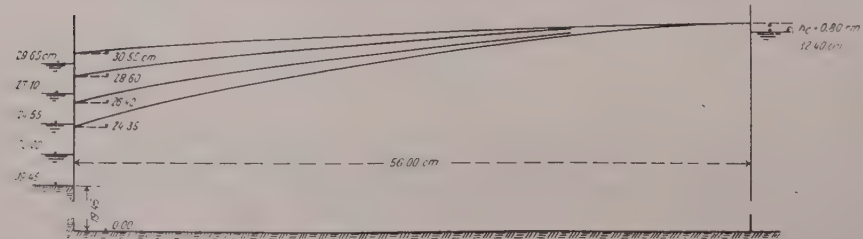
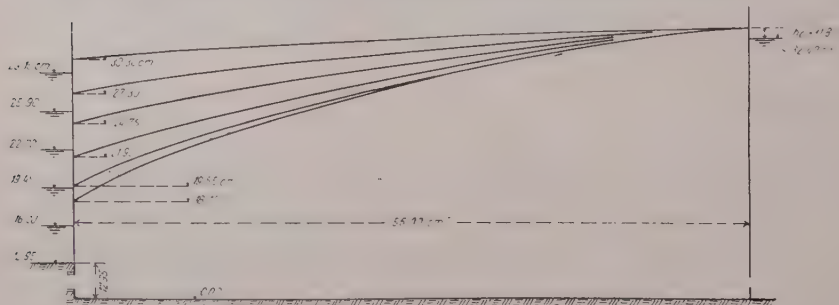
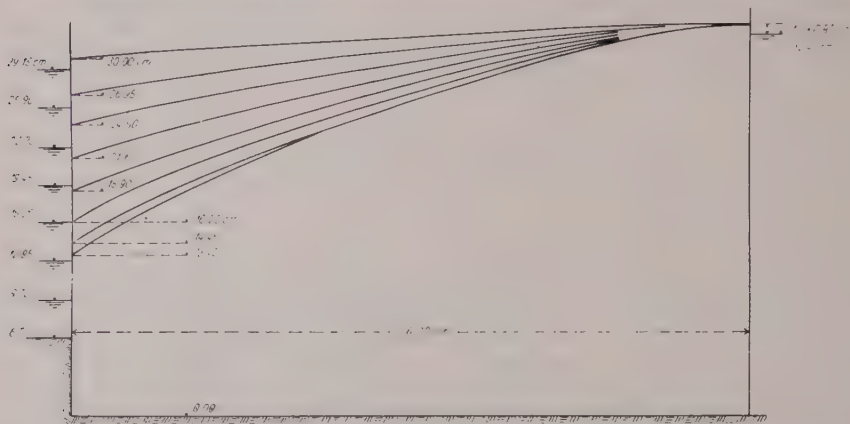
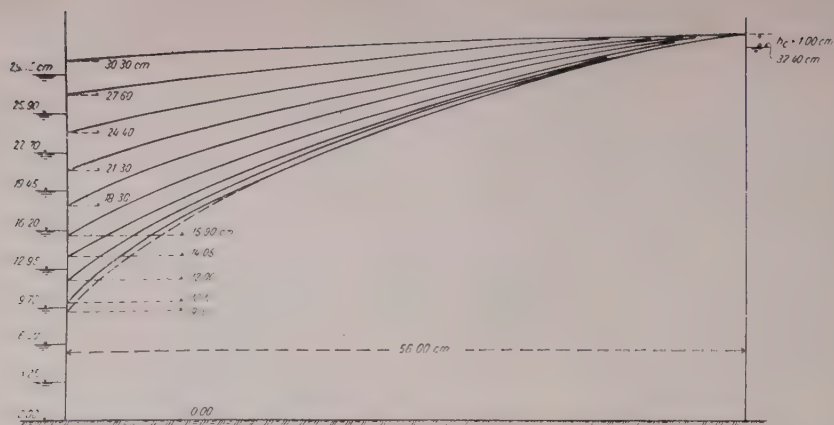


Fig. 7 Surface libre au écoulement pour diverses profondeurs de la tranchée (H-a) et la même hauteur de la nappe phréatique H=32.40 cm

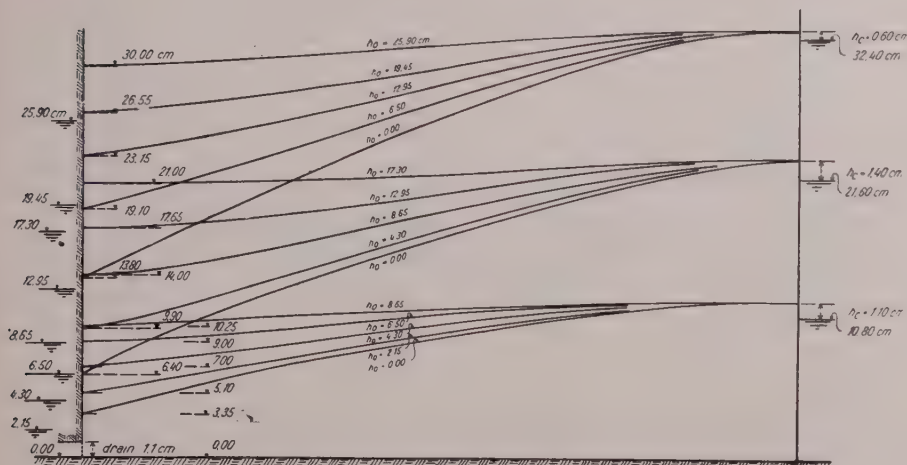
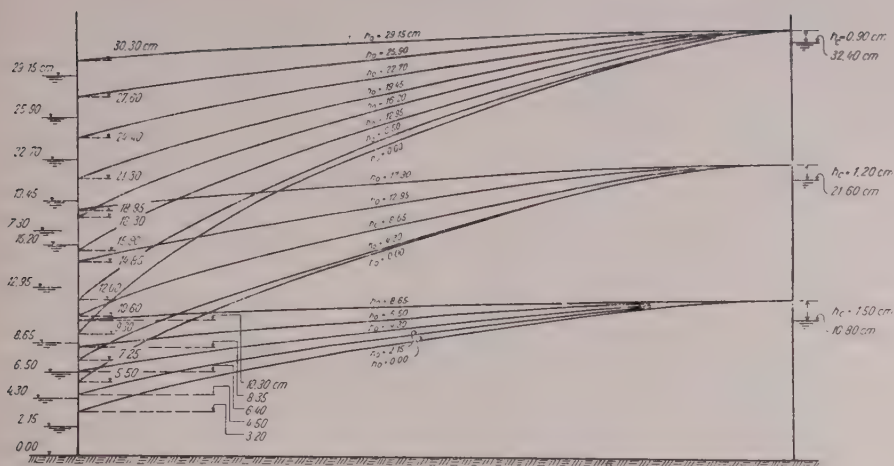


Fig 6 Surface libre des écoulements pour divers niveaux de la nappe phréatique H dans le cas d'une tranchée (en haut) et d'un drain (en bas). $H = 10.80$ cm, 21.60 et 32.40 cm. h_0 variable, $a = 0$ cm, $L = 56.0$ cm

On a procédé au calcul en recherchant la hauteur H' qui, introduite dans les équations (1) et (2), donne la même valeur pour le débit. La comparaison entre le calcul et les essais a donné une concordance satisfaisante pour le cas du drain posé sur la couche imperméable (Ecart jusqu'à 5 % des valeurs mesurées) surtout pour de petites valeurs de $\frac{H}{L}$. Par contre le calcul ne donne pas de bons résultats pour les drains placés au-dessus de la couche imperméable.

Il n'était cependant pas dans notre intention de fixer un critère précis pour les méthodes de calcul. Dans ce but, il faudrait étendre les essais aux cas $\frac{H}{L} < \frac{1}{5}$. En outre il faudrait examiner plus en détail l'influence de la frange capillaire sur le débit et la dépression.

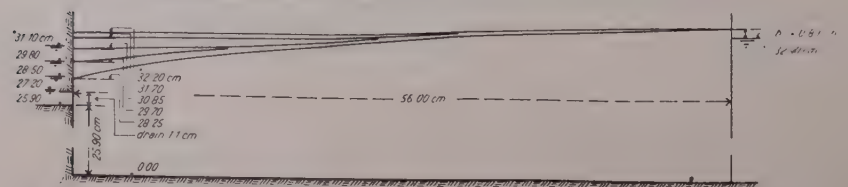
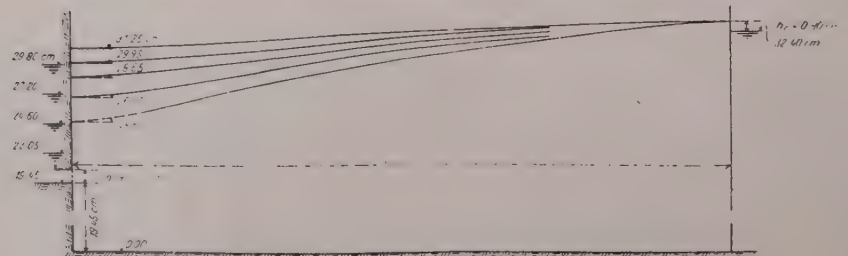
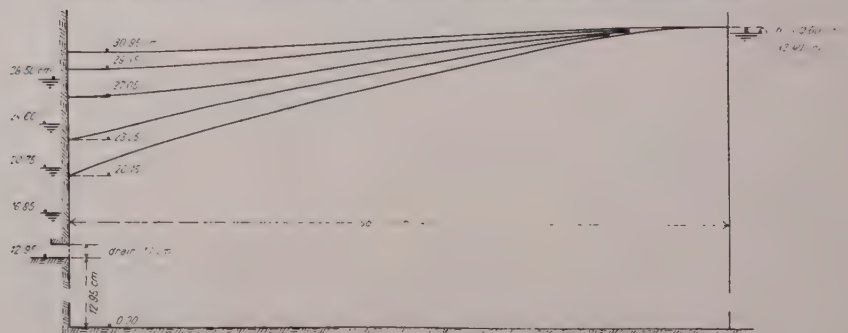
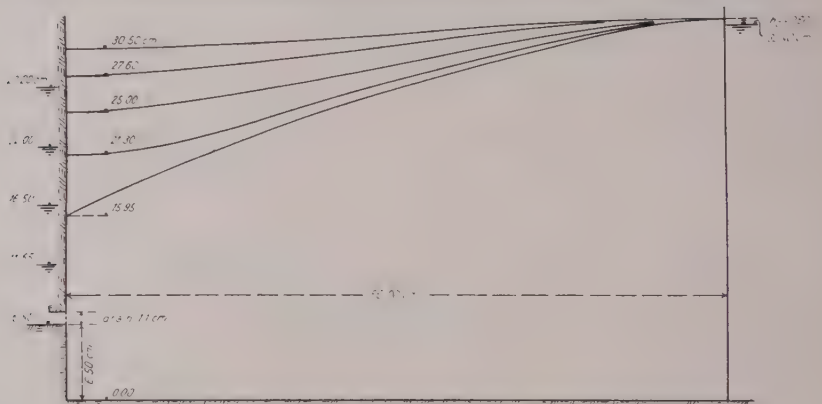
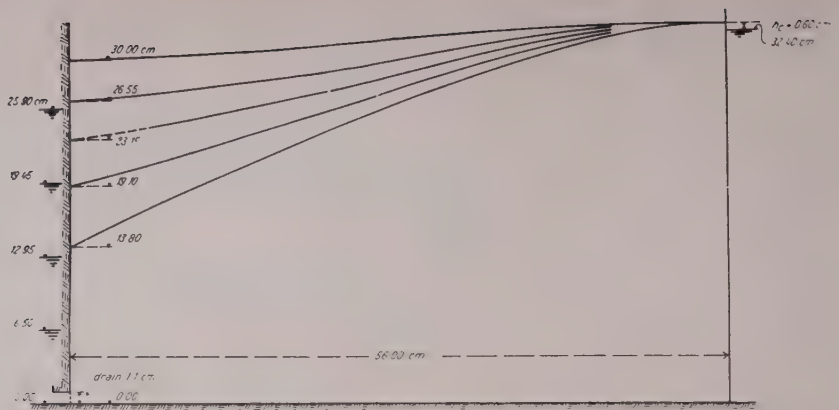


Fig 9 Surface libre pour diverses positions des drains ($a=0.0$ cm, 6.50 cm, 12.85 cm, 18.45 cm, 25.90 cm) la hauteur de la nappe phréatique étant constante $H=21.40$ cm h_0 variable

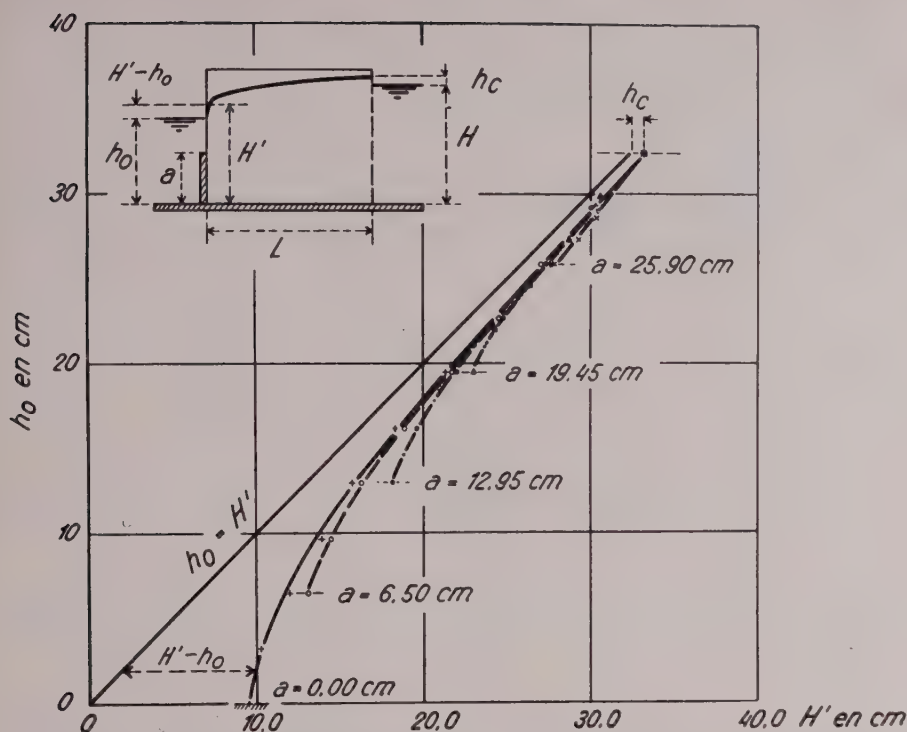


Fig. 10 Niveaux observés de la surface des eaux au dessus de la tranchée, mesurés à partir de la couche imperméable. — $H = 32.40$ cm. $L = 56.00$ cm. — $a = 0.00/6.50/12.95/19.45/25.90$ cm. — $k = 0.090$ cm/sec. $h_c = 0.80$ cm. — Le point de resurgence en écoulement dénoyé est au - dessous de H' .

5. Remarques finales

La comparaison de la tranchée et du drain permet des considérations intéressantes. Dans la plupart des cas le débit de la tranchée isolée est, comme on pouvait s'y attendre, supérieur à celui du drain isolé. Toutefois, dans le cas de la tranchée, l'augmentation du débit diminue avec un abaissement progressif du niveau aval, alors que, dans le cas du drain, cette augmentation est pratiquement constante. Pour le cas de la dépression totale ($h_o - a = 0$) les débits sont presque les mêmes dans les deux cas, sauf pour une position du drain à proximité de la couche imperméable (fig. 5).

La forme des surfaces libres est caractérisée dans le cas de la tranchée par une très forte dépression dans un domaine restreint (surtout dans le cas de tranchées profondes), alors que le drain ne donne dans la plupart des cas que des dépressions relativement faibles, mais qui s'étendent assez loin.

Sous l'hypothèse d'une capacité d'évacuation suffisante, le diamètre du drain ne joue qu'un rôle secondaire, ce qui peut être démontré par la théorie du potentiel ou par la comparaison des sections mouillées du drain et de la tranchée. Pour des installations d'assainissement il faut cependant choisir le diamètre assez grand pour que le débit puisse être évacué sans « remous ». Il faut également tenir compte de la position la plus favorable du drain pour l'évacuation du débit.

Une confrontation de nos mesures avec quelques essais effectués en nature

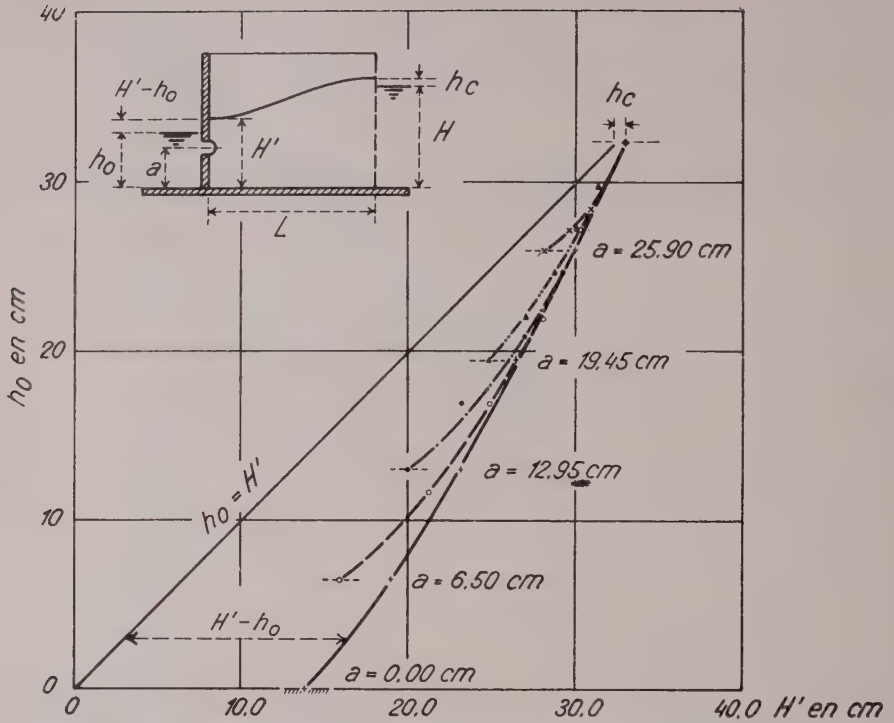


Fig. 11 Niveaux observés de la surface des eaux au dessus du drain, mesurés à partir de la couche imperméable. — $H = 32.40$ cm. $L = 56.00$ cm. — $a = 0.00/6.50/12.95/19.45/25.90$ cm. — $k = 0.090$ cm/sec. $h_c = 0.80$ cm (Moyenne)

(Schlebach 1930, Windmeier 1933, Ayres and Scoates, 1939) donne une bonne concordance en ce qui concerne l'allure de la surface libre. Il ne faut cependant pas oublier que nos essais ont été effectués dans une couche filtrante très homogène alors que dans la nature la diminution de la compacité du terrain lors de la pose des drains ou même l'adjonction de gravier telle qu'elle est pratiquée, influencent de façon très sensible la forme de la surface libre et le débit. Pour beaucoup de cas pratiques il convient alors de considérer les valeurs du débit mesurées sur le modèle pour la tranchée et pour le drain comme des limites entre lesquelles se trouve la valeur intervenant réellement.

Le phénomène d'écoulement de filtration obéit à des lois de similitude linéaire. Les résultats des essais peuvent donc être directement transposés pour des conditions géométriques semblables.

Dans ce travail nous n'avons considéré que des écoulements stationnaires alimentés par des eaux de surface. Dans une continuation des essais il faudrait considérer l'écoulement alimenté par la pluie et le cas non stationnaire. De telles études pourraient être sans autre exécutées sur l'installation existante qui s'adapte également au cas d'écoulement à trois dimensions (Haefeli et Zeller 1953).

6. Résumé

A l'aide d'une installation d'essai simple (liquide visqueux, couche filtrante à gros grains) il a été effectué des essais sur l'influence de la position du drain sur le débit et la forme de la surface libre. Les résultats des mesures ont été discutés sur la

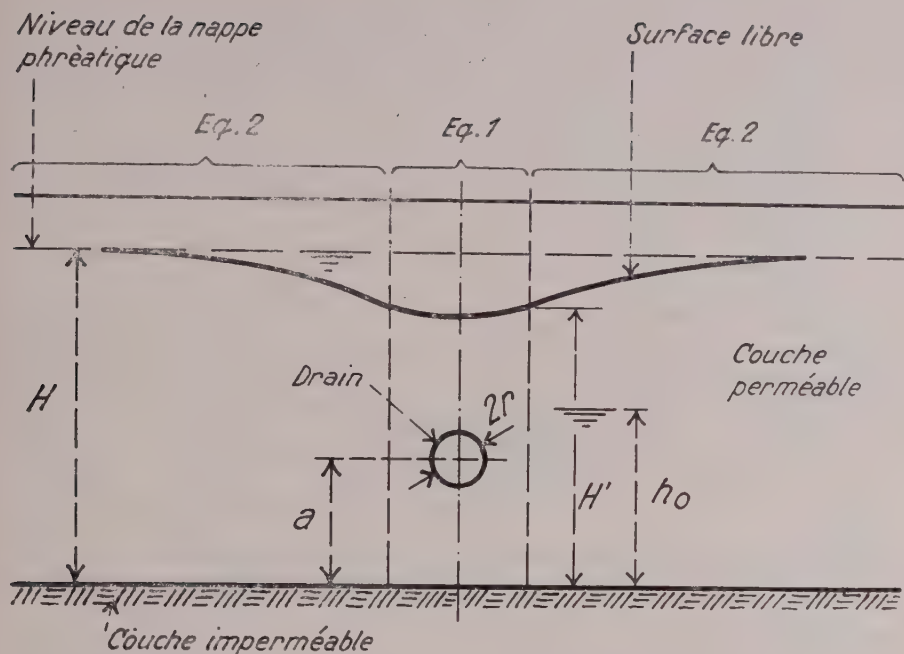


Fig. 12 Domaines d'application des équations 1 et 2.

base de diagrammes. On a pu constater qu'il existait une position du drain donnant un débit maximum. On distingue dans les écoulements à surface libre deux cas : un cas « noyé » avec surface horizontale au voisinage du drain et un cas « dénoyé » avec une allure de la surface libre analogue à celle qui se présente dans le cas d'une tranchée. Ce dernier cas se présente lorsque la capacité d'évacuation du drain est supérieure à l'alimentation.

Les résultats des mesures ont été comparés à une méthode de calcul très simplifiée. Seul le cas du drain posé sur la couche imperméable a donné une concordance acceptable.

Il serait aujourd'hui prématuré de vouloir construire une théorie sur les quelques résultats d'essais obtenus avec des dimensions déterminées. Seule une continuation des essais accompagnée du contrôle de la théorie permettra une solution satisfaisante.

Que M. le Prof. G. Schnitter, Directeur des Laboratoires de Recherches Hydrauliques et de Mécanique des Terres annexés à l'E. P. F. et M. le Dr. A. Preissmann qui a contribué à l'élaboration des résultats soient sincèrement remerciés ici.

7. Annexe

a) Explication des signes

a = Distance de l'axe du drain à la couche imperméable en cm.

h_0 = Hauteur de pression dans le drain, mesurée à partir de la couche imperméable en cm,

h_c = Montée capillaire à proximité du niveau amont

H' = Distance du point le plus haut de la surface de suintement à la couche imperméable

H = Niveau de la nappe phréatique non perturbée, mesuré en cm à partir de la couche imperméable,

- r = Rayon du drain, resp. 1/2 largeur de la fente dans les essais.
 q = Débit dans la tranchée, resp. dans le drain, valeur correspondant à une *moitié* d'un écoulement symétrique, en cm^3/sec par cm de largeur (le débit total est double).
 k = Coefficient de perméabilité de Darcy en cm/sec .
 k_{10} = Coefficient de perméabilité à 10°C .
 L = Longueur des couches filtrantes dans le modèle, distance horizontale entre le drain et le niveau amont en cm.
 η = Viscosité en centipoises.
 γ = Poids spécifique en gr/cm^3 .

b) *Au sujet de l'équation (1)*

Cette équation a été établie à l'aide de la théorie du potentiel en se basant sur les hypothèses suivantes :

1) validité de la loi de Darcy

$$v = kJ, \quad \begin{array}{l} v : \text{vitesse de filtration} \\ k : \text{coefficient de perméabilité constant} \\ J : \text{pente de l'écoulement.} \end{array}$$

2) La surface libre n'est que très peu déprimée de sorte que les limites de l'écoulement sont :

- un plan horizontal indéfini constitué par la couche imperméable,
- un plan horizontal indéfini correspondant à la surface libre à la pression atmosphérique,
- le porteur du drain.

3) Le diamètre du drain est petit par rapport aux autres dimensions.

c) *Données complémentaires sur les mesures*

Dans les tables qui suivent nous donnons encore les débits correspondants aux diverses surfaces libres représentées sur les fig. 7 à 9. Il s'agit de valeurs non compensées.

TABLE 1

Débit par cm de longueur de la tranchée
(correspond à fig. 8 en haut)

$a = 0,00 \text{ cm}$, $H = 10,80/21,60/32,40 \text{ cm}$, $k_{10} = 0,090 \text{ cm}/\text{sec}$
 $L = 56,0 \text{ cm}$, $h_0 = \text{variable}$.

H = 10,80 cm		H = 21,60 cm		H = 32,40 cm	
h_0 cm	q cm^3/sec	h_0 cm	q cm^3/sec	h_0 cm	q cm^3/sec
8,65	0,032	17,30	0,129	25,90	0,306
6,50	0,060	12,95	0,241	19,45	0,535
4,30	0,081	8,65	0,318	12,95	0,730
2,15	0,091	4,30	0,366	6,50	0,832
0,00	0,100	0,00	0,394	0,00	0,872

TABLE 2

Débit par cm de longueur de la tranchée
(correspond à fig. 7)

$a = 0,00/6,50/12,95/19,45/25,90$ cm, $H = 32,40$ cm
 $k_{10} = 0,090$ cm/sec, $h_0 =$ variable, $L = 56,0$ cm.

$a = 0,00$ cm		$a = 6,50$ cm		$a = 12,95$ cm	
h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec
29,15	0,155	29,15	0,154	29,15	0,140
25,90	0,306	25,90	0,300	25,90	0,275
22,70	0,428	22,70	0,448	22,70	0,309
19,45	0,535	19,45	0,566	19,45	0,504
16,20	0,647	16,20	0,646	16,20	0,566
12,95	0,730	12,95	0,723	12,95	0,617
9,70	0,791	9,70	0,753	—	—
6,50	0,832	6,50	0,787	—	—
3,25	0,859	—	—	—	—
0,00	0,872	—	—	—	—

TABLE 2 (suite)

$a = 19,45$ cm		$a = 25,90$ cm	
h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec
29,65	0,105	31,00	0,050
27,10	0,210	29,75	0,096
24,55	0,293	28,45	0,139
22,00	0,371	27,20	0,173
19,45	0,424	25,90	0,207

TABLE 3

Débit par cm de drain pour :

$a = 0,00$ cm, $H = 10,80/21,60/32,40$ cm, $k_{10} = 0,009$ cm
 $r = 0,55$ cm, $h_0 =$ variable, $L = 56,0$ cm (correspond à fig. 8 en bas)

$H = 10,80$ cm		$H = 21,60$ cm		$H = 32,40$ cm	
h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec
8,65	0,029	17,30	0,082	25,90	0,172
6,50	0,057	12,95	0,180	19,45	0,341
4,30	0,085	8,65	0,262	12,95	0,504
2,15	0,102	4,30	0,319	6,50	0,654
0,00	0,110	0,00	0,364	0,00	0,766

TABLE 4

Débit par cm de drain pour : $a = 0,00/6,50/12,95/19,45/25,90$ cm, $H = 32,00$ cm $h_{10} = 0,090$ cm/sec, $h_0 =$ variable, $r = 0,55$ cm, $L = 56,0$ cm (correspond à fig. 9)

$a = 0,00$ cm		$a = 6,50$ cm		$a = 12,95$ cm	
h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec
25,90	0,172	27,20	0,152	28,50	0,120
19,45	0,341	22,00	0,311	24,60	0,242
12,95	0,504	16,50	0,476	20,75	0,356
6,50	0,654	11,65	0,602	16,85	0,474
0,00	0,766	6,50	0,739	12,95	0,548

TABLE 4 (suite)

$a = 19,45$ cm		$a = 25,90$ cm	
h_0 cm	q cm ³ /sec	h_0 cm	q cm ³ /sec
29,80	0,081	31,10	0,048
27,20	0,164	29,80	0,081
24,60	0,232	28,50	0,117
22,05	0,316	27,20	0,155
19,45	0,370	25,90	0,185

Résumé pour les participants au Congrès

A l'aide d'une installation d'essai simple (liquide visqueux, couche filtrante à gros grains) on a effectué des essais pour déterminer l'influence de la position du drain sur le débit et l'allure de la surface libre. Les résultats des mesures sont illustrés par des diagrammes. A titre de comparaison on a fait des mesures analogues sur les tranchées. Il a été constaté l'existence d'une position du drain donnant un débit maximum. On observe deux états de la surface libre, un état « noyé » avec au-dessus du drain une surface libre horizontale, et un état « dénoyé » où l'allure de la surface libre ressemble à celle de la tranchée.

Les résultats des mesures ont été comparés à un calcul simple, toutefois on n'a obtenu une concordance acceptable que lorsque le drain repose directement sur la couche imperméable.

Zurich, le 13 février 1954.

BIBLIOGRAPHIE

- AYRES, Q. C. and SCOATES, D. (1939) : «*Land Drainage and Reclamation*». Mc.Graw-Hill Book Company, Inc., New York, S. 397/413.
- BREITENÖDER, M. (1942) : *Ebene Grundwasserströmungen mit freier Oberfläche*. Springer-Verlag, Berlin.
- CAMBEFORT, H. (1948) : *Les puits filtrants et la formule de Dupuit*. Travaux, S. 392-395.
- CASAGRANDE, A. (1951) : Base Course Drainage for Airport Pavements. *Proceedings American Society of Civil Engineers*, Vol. 77.
- CITRINI, D. (1952) : Correnti in pressione con portata variabile lungo il percorso. *L'Energia Elettrica*, Volume XXIX, S. 277/285.
- DAVIDENKOFF, R. (1953) : Grundwasserzufluss zu Brunnen und Gräben. *Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau*, Karlsruhe, Nr. 2.
- ENGELUND, F. (1951) : Mathematical Discussion of Drainage Problems. *Transactions of the Danish Academy of Technical Sciences*, Nr. 3.
- EHRENBERGER, R. (1928) : Versuche über die Ergiebigkeit von Brunnen und Bestimmung der Durchlässigkeit des Sandes. *Zeitschrift Oesterreich. Ing. und Arch.-Ver.*, Vol. 80.
- HAEFELI, R. und ZELLER, J. (1953) : Three-dimensional Seepage-tests with viscous Fluids. *Proceedings of the Third International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Switzerland, Bd. 1.
- HUARD DE LA MASSE (1953) : Nouvelles méthodes pour le calcul expérimental des écoulements dans les massifs poreux. *La Houille Blanche*, No. spécial A/1953.
- JAEGER, Chs. (1949) : *Technische Hydraulik*. Verlag Birkhäuser, Basel.
- KOZENY, J. (1931) : Grundwasserstudie, Drainstrangentfernung. *Die Wasserverschaff*, 24. Jahrg. Nr. 10.
- MÜLLER-DELTZSCH, G. (1951) : «*Grundlagen der Grundwassergewinnung*». Fachbuchverlag G. m. b. H., Leipzig 1951.
- McNAMEE, J. (1949) : «Seepage into a shuted excavation» *Géotechnique*, Vol. 1, No. 4. Dec. 1949, S. 229/241.
- SCHLEBACH, W. (1930) : Untersuchungen über das Verfahren der Wasseradernquerdränung. *Der Kulturtechniker*, XXXIII. Jahrg. Nr. 6.
- SITZ, M. (1948) : On the flow of groundwater. *Proceedings of the Second International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Bd. II, Rotterdam.
- VIBERT, M. A. (1943) : Le mouvement de l'eau dans le sol. *Génie civil*, juin.
- WINDMEIER, H. (1933) : *Untersuchungen über den Wasserabfluss von Dränungen, seine Menge und die sie bestimmenden Faktoren*. Institut für Kulturtechnik an der Landwirtschaftl. Hochschule Berlin.

ABSTRACT

DIFFERENTIATION OF VALLEY DEPOSITS BY ELECTRICAL EARTH RESISTIVITY *

by

M. B. Buhle

Associate Geologist, Division of Groundwater Geology and Geophysical Exploration.
State Geological Survey, Urbana, Illinois.

Alluvial lands throughout the world have long been attractive for man's settlement and culture. Terrace deposits and buried deposits beneath flood plains have received special geologic study because they often contain valuable geologic resources and because the construction of dams requires geologic scrutiny of the subsurface. Use of electrical earth resistivity as a technique in the exploration of terraces and alluvial lands has proven successful when properly integrated with factual geologic control.

The Illinois State Geological Survey conducts geophysical investigations by electrical earth resistivity, largely in the search for water-bearing sand and gravel deposits. Many of these exploratory studies in Illinois are in alluvial areas, where special problems arise in the employment of this method by reason of frequent veneering of silts and clays and the usually unknown configuration of the bedrock surface and depth to it. Sometimes even the character of the bedrock is unknown. Surficial silt and high resistivity bedrock are prime hazards in successful surveying by earth resistivity. These hazards are discussed.

Where electrical surveying is undertaken in a suitable geologic environment and under proper control, the method has economic value as a guide for test drilling, justifying wider use and application in water supply, engineering and sedimentation problems. This paper cites case histories and is designed to stimulate expanded use, research and development of the electrical earth resistivity method in alluvial studies.

* Given by permission of the Chief of the Illinois Geological Survey.

IMPORTANCE DES EAUX SOUTERRAINES EN ESPAGNE

par

Alfonso Rey PASTOR
Ingénieur Géographe

Résumé :

L'utilisation des eaux souterraines est, pour l'Espagne, de la plus haute importance surtout dans les régions orientales et méridionales où le climat donne à l'eau une très grande valeur. Des trois sortes d'eaux souterraines, — subalveaires, phréatiques, eaux de profondeur —, les eaux de profondeur sont les plus importantes en raison de leur abondance et de leur situation favorable qui permet souvent leur captage par galerie sans élévation mécanique. Dans des cas favorables, elles peuvent donner lieu à des chutes exploitables industriellement. On décrit quatre importants gisements d'eaux de profondeur :

Gisement du bassin du haut Guadiana ou du plateau de la Manche. On calcule que les eaux souterraines ont un volume annuel de 1000 millions de mètres cubes tandis que celui des eaux superficielles est seulement de 300 millions. La meilleure utilisation selon un projet de M. Aznar serait d'en transvaser la moitié environ dans les bassins du Jucar et du Segura.

Gisement des Monts Universels. Centre orographique à 1000 m d'altitude moyenne d'où rayonnent les cours d'eau : Gallo, Tage, Guadiela, Jucar, Grabiél, Guadalaviar et Jilcoa. Ecoulement des eaux souterraines vers le sud et sud-est.

Gisements du plateau d'Albacete. Filtration profonde jusqu'au Trias à 300 ou 400 m. de profondeur. Cependant dans le secteur de Yecla-Caudete, la nappe affleure à moins de 60 m. de profondeur et pourrait être déviée par galeries de mine vers le bassin du Vinalopo.

Gisement du Maestrazgo. Colossal massif calcaire très perméable reposant sur le Trias imperméable avec captation possible dans les provinces de Valencia et Castellon.

Technique de prospection. Après l'étude géologique, on doit faire l'étude géophysique pour laquelle le procédé électrique est le plus pratique parmi les méthodes classiques. Cependant la radioactivité, une fois éliminées les autres radiations, ce qui est parfaitement réalisable, permet aussi de déterminer la profondeur avec une précision suffisante.

* * *

Préliminaire

Dans notre presqu'île l'utilisation des eaux souterraines est un thème de grande importance. En effet leur richesse est énormément plus grande que celle des eaux superficielles et elles disparaissent presque complètement sous nos côtes, pour verser dans la mer à des distances pas très éloignées du rivage.

Dans l'actualité, les utilisations de nappes souterraines représentent seulement une fraction très faible de celle qui est disponible, car les opérations de captation réalisées l'ont été par des particuliers, et dans de rares cas par des communes, et ces dernières se sont limitées aux approvisionnements réglementaires en eaux potables.

Dans les régions littorales du Levant et Midi de l'Espagne, le problème de capter les eaux souterraines est d'un grand intérêt à cause du climat, qui permet des cultures intensives (jusqu'à trois récoltes par an) comme c'est le cas à Alicante, ou bien des cultures, spéciales comme sont celles de l'orange et du chanvre, de très grande valeur économique.

Régime

Pour l'étude des eaux souterraines il faut considérer trois groupes différents :

1°) *Eaux subalvéaires*. — Il faut naturellement chercher leur origine dans les caractéristiques et le régime du cours d'eau auquel elles appartiennent. Leur richesse dépend de celle du cours d'eau correspondant, de la nature et de la perméabilité du lit, et aussi des propriétés des versants immédiats dont elles peuvent recevoir les apportations des sources souterraines peu profondes.

Dans les fleuves de lit perméable, les eaux passent alternativement de la surface au sous sol et leur utilisation peut se faire dans son ensemble. Les eaux profondes forment de grands réservoirs pratiques, des eaux superficielles, quand le profil du fleuve permet de les capter.

2°) *Eaux phréatiques*. — Elles se présentent en forme de nappes, de veines irrégulières à de faibles profondeurs (à peu près jusqu'à 30 m) et proviennent dans la plupart des cas, des infiltrations produites dans le même bassin hydrogéologique, quoiqu'elles reçoivent aussi souvent des apportations des bassins voisins.

Leur richesse peut être assez grande et elles présentent l'avantage de pouvoir être captées sans grande dépense. Par contre elles ont un inconvénient : dans leur parcours à travers des couches superficielles, elles dissolvent les éléments nitrux qui les rendent impropres, et même inutiles pour l'irrigation, si leur salinité excède deux pour mille en chlorures.

Les nappes phréatiques offrent des modalités très diverses qui dépendent du régime pluviométrique de la région, du relief du terrain, de l'aire du bassin hydrologique, de la structure géologique du sous sol, de l'altitude au dessus du niveau de la mer, etc...

Dans les zones de la côte ces nappes abondent et dans la plupart des cas, elles sont utilisées pour certaines cultures, quoique leur qualité soit déficiente. Dans la plaine de la côte de Valence, dans la « Huerta » d'Alicante et dans la région du « Mar Menor » les eaux phréatiques sont utilisées très intensément.

3°) *Les eaux souterraines profondes* — Ce sont celles qui ont plus d'importance pour l'Economie Nationale, d'abord à cause de leur grande richesse, et aussi par la possibilité d'être captées à une certaine altitude qui permet leur exploitation par galerie sans élévation mécanique. Dans des cas favorables, on peut obtenir des chutes d'eau qui peuvent être utilisées industriellement.

Le régime de ces cours d'eaux profonds est à peine connu en Espagne, et il est du plus haut intérêt de réaliser des recherches sur cette matière si intéressante. De telles études ne peuvent pas être réalisées par des organismes privés ni municipaux car il s'agit de problèmes qui affectent de grandes étendues de terrain, même plusieurs provinces. Il serait utile ou pour mieux dire nécessaire, d'obtenir une carte d'Hydrologie souterraine de certaines régions, dans lesquelles il serait d'une grande importance de réaliser des travaux de captation basés sur une prospection concrète et offrant toute garantie.

Gisement du bassin du haut Guadiana ou du plateau de la Manche. — Ce bassin réunit des circonstances excessivement favorables pour emmagasiner d'énormes quantités d'eaux infiltrées, à cause de ses conditions géographiques et géologiques : situé dans le versant Atlantique, avec une pente faible il verse à la mer seulement 300 millions de mètres cubes par an, et en tenant compte que l'on emploie 300 millions pour irriguer il en résulte que plus de 1000 millions de m³ disparaissent souterrainement.

Géologiquement il présente l'avantage d'avoir le Trias comme substrat imperméable, en forme continue, lequel soutient des bancs inégaux de Crétacé, Jurassique et Myocène, principalement, dans lesquels s'infiltré la puissante nappe d'eau souterraine qui s'écoule dans la mer vers le sud et ouest, principalement.

Selon des calculs réalisés par l'Ingénieur M. Anzar * le quotient infiltration / écoulement est 5. A cette circonstance s'ajoute le fait que le coefficient d'évaporation est relativement petit et on voit l'importance du débit dont on peut disposer, à une profondeur, de 20 à 60 m.

Les irrégularités de la base imperméable du Trias provoqueront la formation de grands réservoirs souterrains et de divers cours d'eau à régime variable qui cherchent la sortie la plus facile vers les fonds marins.

La captations de ces eaux peut se faire directement par l'élévation mécanique, pour son utilisation dans la Manche, mais cela présente l'inconvénient que l'eau

* AZNAR Pastor-José, Notes sur le projet d'utilisation des eaux souterraines du Guadiana et son transvasement avec récupération d'énergie.

élevée mécaniquement, revient cher et a peu de valeur dans cette région froide. Cette circonstance oblige à étudier son utilisation dans des régions de plus bas niveau et de prix de l'eau plus élevé, comme sont celles de Murcie, Alicante et Valence.

M. Aznar * a fait un projet de transvasage de l'eau qu'on prend dans le bassin souterrain du Guadiana, vers les bassins du Jucar, et Segura, avec un volume de 500 millions de m³ par an, laissant encore une grande réserve pour irriguer la Manche.

Dans ce projet la dépense d'énergie pour l'élévation est récupérée par les chutes dans le secteur de descente vers les dits bassins.

Même sans recourir à ce projet promoteur, on peut réaliser la captation des eaux souterraines du Guadiana, avec des travaux de mines pour être transvasées au bassin du Guadalquivir, par la formidable entaille du défilé de Despeñaperros.

Gisement des Monts Universels. — Région d'une grande altitude moyenne (plus de 1000 m) avec des nœuds montagneux de plus de 1850 m. A partir de ce centre orographique rayonnent les cours d'eau, Gallo, Tajo, Guadiela, Jucar, Gabriel, Guadalaviar et Jiloca. Ses eaux souterraines s'écoulent principalement vers le sud et le sud-est. Les premières vont après vers le sud-est et un de leurs cours est celui qui probablement maintient l'abondance des puits des Iles de Majorque et Ibiza. Celles du sud-ouest vont au plateau d'Albacète et augmentent les apports déjà mentionnés.

Gisement du plateau d'Albacete. — Ce secteur du Plateau de Castille forme une suave haute plaine laquelle par sa position topographique deverse ses eaux d'une forme irrégulière, vers les fleuves Guadiana, Jucar, Segura et Vinalopó. Les cours d'eau superficiels sont incertains, et la plus grande partie de ses eaux se filtre à travers le Myocène, traverse les ciments secondaires du Crétacé et s'arrête dans le Trias qui se trouve à 300 m de profondeur.

Selon une carte de Novo, le Trias forme une cuvette souterraine limitée par les courbes de niveau de 400 m qui représentent la surface supérieure du dit terrain géologique.

Le cordon littoral montagneux de la Pénibétique (Sierra de Alcaraz) deverse des apports abondants vers le Plateau, lesquels s'infiltrant rapidement.

L'utilisation de ce bassin souterrain, peut se faire par élévation mécanique jusqu'au col d'Almanza de 714 m d'altitude, et la descente permettrait de récupérer tout ou partie de l'énergie dépensée pour l'élévation.

Néanmoins, il nous semble plus intéressant d'essayer d'utiliser les dites eaux au moyen de galeries de mine qu'on percerait sur les bords du bassin dans le secteur de Yecla-Caudete, où l'eau se présente à des profondeurs de 40 ou 60 m, et à Caudete à une profondeur beaucoup moindre. Les eaux ainsi captées pourraient avoir une magnifique utilisation dans le bassin de Vinalopó, où on paye l'eau presque aussi cher que dans la « Huerta » de Valence.

Une autre utilisation excellente serait de réaliser des travaux analogues dans le secteur de Jumilla pour irriguer la « Huerta » de Cieza.

Gisement du Maestrazgo. — Cet ample ensemble de montagnes du secteur oriental de la Cordillère Ibérique forme aussi un élément essentiel pour l'hydrologie de la Région de Levant Espagnol. Les massifs les plus importants de Jabalambre (2.020 m). Gudar (1.813 m) forment une grande masse de roches calcaires franchement perméables, avec un fond imperméable déterminé par le Trias qui affleure en divers lieux vers la côte.

La situation proche de la fertile « huerta » d'orangers des provinces de Valence et Castellon, fait que la valeur des eaux souterraines voisines soit très grande.

Procédés d'investigation des eaux souterraines. — Comme travail préliminaire il est nécessaire de pratiquer les études géologiques de la région qu'on prospecte en analysant, non seulement les bassins hydrologiques superficiels, mais aussi les souterrains, qui généralement ne coïncident pas avec les premiers, comme nous avons vu ci-dessus.

Dans l'exploration géologique il est de tout premier intérêt d'étudier la perméabilité, plus ou moins probable des différentes couches par où peut circuler l'eau.

La deuxième étude doit être la prospection géophysique. Des divers procédés connus, l'électrique est le plus pratique, il permet d'obtenir une certaine approximation dans le calcul des profondeurs.

Comme complément des méthodes antérieures on a la radioactivité. Comme on sait ce mot réunit tous les multiples phénomènes observés dans le champ terrestre, dus à des émissions de particules électroniques, corpusculaires ou d'ondes électromagnétiques.

Si avec un appareil détecteur, très sensible, on observe le champs électronique, on peut reconnaître des radiations d'origine cosmique et de nature rotatoire, bien déterminées, d'autre irrégulières, directes ou réfléchies, etc... D'autres d'origine tellurique de composante horizontale qui se présentent dans le voisinage des centres industriels actifs avec un réseau de radiations complexes, dans presque tous les azimuts et qui procèdent de transformateurs, de lignes à haute tension, moteur, etc... Il y a aussi des radiations provenant de dépôts de pétrole commerciaux (l'essence est très peu radioactive). Enfin on observe les radiations d'origine souterraine des nappes d'eau, filons de minerai, pétrole, roches hydrogéniques, etc...

Quand il s'agit de détecter l'eau il faut éliminer les autres radiations. On peut y arriver grâce aux différentes caractéristiques qui correspondent à chaque élément, non seulement par l'intensité de la radiation, mais aussi par les modalités du gisement.

On arrive ainsi à déterminer la profondeur avec assez de précision. Ce système présente d'amples possibilités d'investigation qui doivent permettre d'arriver à capter les nappes d'eaux qui se perdent sous la mer, et dont les apports dépassent énormément tous eaux qu'on peut obtenir par l'utilisation des eaux superficielles comme nous avons déjà dit.

(Centre d'Etudes Hydrologiques, Madrid).

CONTRIBUTION A L'ETUDE DU DRAINAGE NATUREL DES NAPPES AQUIFERES

par

L. MONITION et M. NERAT de LESGUISE

Centre des Etudes Hydrogéologiques du Maroc

Sommaire

A la suite de constatations particulièrement nettes, faites tant aux environs de Casablanca qu'au Nord de Khouribga, sur le mode d'écoulement de la nappe phréatique de ces régions il nous a paru intéressant de souligner le rôle important que peuvent jouer des formations très perméables vis-à-vis de formations relativement moins perméables.

Il a été possible en effet de mettre en évidence, non seulement le rôle de drain naturel joué au sein d'une nappe phréatique par d'anciens lits fossiles, mais encore le rôle plus particulier de certains niveaux de *quartzites primaires* qui, du fait de leur grande perméabilité *par rapport aux schistes ou aux marno-calcaires* qui leur sont juxtaposés et du fait de *dispositions tectoniques spéciales*, ponctionnent la nappe par le bas, créant ainsi de véritables entonnoirs dans la surface de celle-ci.

Ces observations, qu'il nous a semblé intéressant de rapporter, ont été pour la plupart effectuées au cours de l'établissement de la carte hydrogéologique de Casablanca au 1/50.000^e régulier, qui sera présentée à l'occasion de cette communication.

Cette carte précise pour tout l'arrière pays de Casablanca, soit pour un territoire de 750 km², les différents modes de circulation de la nappe suivant la nature lithologique des terrains, soulignant en particulier les lieux d'écoulements privilégiés ainsi que les phénomènes de drainage naturel ou artificiel qui ont pu être observés. Elle met en outre en évidence les variations de composition chimique de ces eaux selon les roches/magasins, et souligne l'influence des pompages sur la salure des eaux de la nappe.

Cette carte, complétée par un certain nombre de documents géologiques et géotechniques a été conçue dans un but pratique. Elle est destinée effectivement à un public comprenant essentiellement des agriculteurs, des colons et des entrepreneurs. Elle constitue le premier document de ce type pour le Maroc.

* * *

Object

A contribution to the study of Phenomena of Natural Drainage of Water Bearing Beds

«Flowing system and nature of circulating groundwaters in accordance with lithological characters of some rock formations».

Summary

Observation of very definite facts with regard to the system of circulation of the watertable in the vicinity of Casablanca and also North of Khouribga has brought us to lay stress, as a matter of interest, on the strong effect of permeable formations and the important part they can play towards formations which are comparatively less pervious.

As a matter of fact, we were able to ascertain and show up: on the one hand, the action of natural drainage exerted by fossil river beds within the water table and, on the other and, the very particular part which some *primary quartzite levels* are likely to play towards juxtaposed *shales or marl limestones*, on account of considerable perviousness and also owing to special tectonic peculiarities which favour their tapping the water bed at the base in the manner of proper chimneys at the ground-water surface.

Most of these facts, which we think are worth reporting, were revealed through observations in the course of the drawing up of the Hydrological Map of Casablanca — regular scale 1/50.000 — to be submitted at the Meeting together with above communication.

The Hydrological Map in question, covering the backland territory of Casablanca, i.e. an area of 750 km², (sq. Km), shows up in all details the various systems of circulation of the watertable in accordance with the lithological characters of the water bearing beds; it shows up in particular the various preferential drainage points, laying stress on the phenomena of natural and artificial drainage that were observed.

This map reveals at the same time how the waters concerned will vary in their chemical composition in accordance with the various storing rocks, and it shows up the effects of pumping on the salinity of the groundwaters in the watertable.

The Hydrologic Map, duly completed by geological and geotectonical documents, was meant to serve a most practical purpose. As a matter of fact, it is intended for a special public mainly composed of agriculturists, colonists and contractors.

It will be the first document of this type ever issued for Morocco.

* * *

Introduction

L'examen de certaines cartes phréatiques (cf. carte phréatique de la région de Casablanca et carte phréatique de la région située au N du Centre de Khouribga) confirmant des constatations faites sur le terrain montre que la circulation de l'eau souterraine se fait souvent vers certaines formations préférentielles, de formations à faible coefficient de perméabilité vers d'autres à coefficient de perméabilité plus élevé.

Il y a alors abaissement du niveau hydrostatique et les filets liquides de l'assise la moins perméable (perméabilité d'interstice) passent dans l'assise la plus perméable (perméabilité de fissure) par un véritable phénomène de réfraction.

Ceci permet d'expliquer le fait que dans certaines assises les débits sont plus importants pour un rabattement plus faible, sans qu'il soit nécessaire d'avoir recours à des galeries, malgré un impluvium restreint et une puissance moindre.

On se trouve en présence d'un véritable « dioptré hydraulique » constitué par deux milieux perméables juxtaposés séparés par une surface quelconque (surface d'érosion ou surface normale de contact sédimentaire).

Toutefois il serait vain de vouloir étendre les lois de l'optique géométrique au phénomène hydraulique, le filet liquide et le rayon lumineux présentant chacun des caractères propres différents.

En particulier le filet liquide n'est jamais rectiligne, le système hydraulique n'est pas stigmaté (à un point source correspondent plusieurs filets liquides); enfin le filet d'eau intervient par sa charge.

Des phénomènes de drainage naturel observés en Tunisie ont été décrits pour la première fois par SCHOELLER (1935), il s'agit de cas de drainage de grès par des calcaires et de schistes par des calcaires et de quartzites.

La description des phénomènes observés dans la Meseta Côtière et dans la région du Plateau des Phosphates vise à une meilleure exploitation des eaux souterraines dans les régions où coexistent des formations géologiques de perméabilité différente.

La maquette de la carte hydrogéologique au 1/50.000 destinée à être incluse dans l'ensemble des documents géotechniques concernant la région de Casablanca sera présentée à l'issue de la présente communication. En annexe sont données quelques précisions relatives à cette carte hydrogéologique, son but et ses applications pratiques.

I

REGION DE TIT MELLIL — AIN EL HARROUDA — AIN SBAA

Aperçu géographique

Le secteur étudié (fig. 1) se trouve à l'E de la ville de Casablanca et se limite au périmètre entourant les Centres de Tit Mellil, Ain Sbaa, Ain el Harrouda.

Les observations qui suivent ont été faites au cours des levés hydrogéologiques concernant l'établissement d'un document détaillé sur la géotechnie et l'hydrogéologie de la région de Casablanca. En annexe à cette publication sont données des précisions sur ces études géotechniques qui viennent d'être entreprises au Maroc.

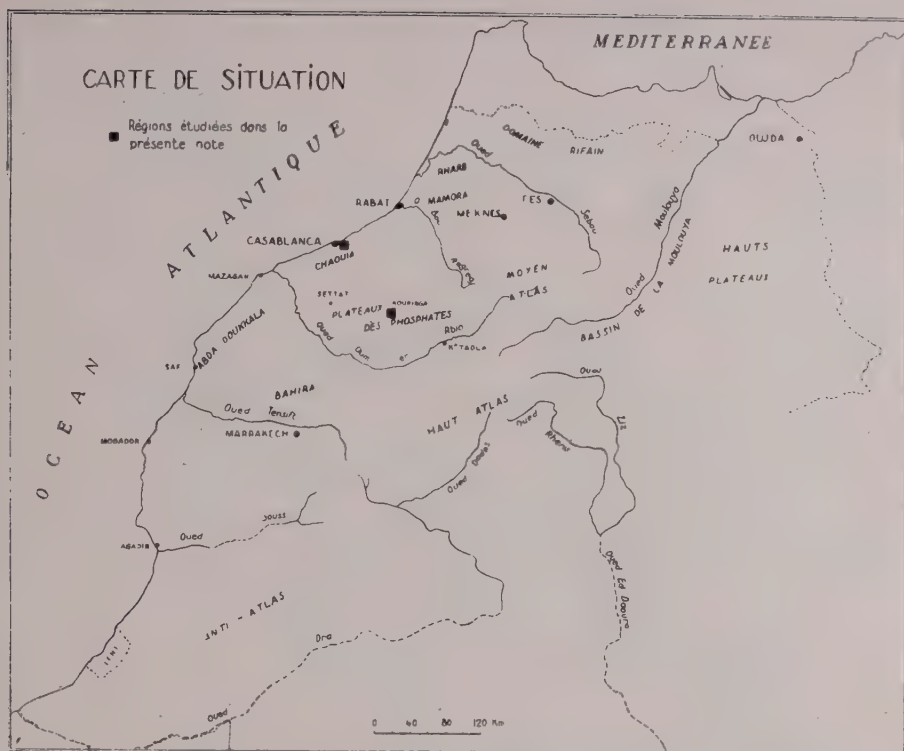


Fig. 1
Carte schématique indiquant l'emplacement des régions étudiées.

La richesse des sols, l'absence de gel, l'humidité atmosphérique et la chaleur, accélérant la maturation ont favorisé l'épanouissement des cultures maraichères.

Malheureusement des pompages intensifs dans la région côtière ont provoqué un déséquilibre entre la nappe marine et la nappe d'eau douce au point de rendre certains secteurs impropres à toutes cultures.

La hauteur moyenne de pluie tombée annuellement sur cette région est de 423 mm. La température atteint son maximum durant les mois de juillet et d'août avec 28°C et son minimum en décembre et janvier avec 5°C.

Il convient également de signaler l'importance des brumes et des brouillards qui peuvent s'étendre sur 60 jours de l'année.

Aucune mesure d'évaporation n'a pu être effectuée mais elle ne doit pas dépasser 2.000 mm par an à la surface des eaux.

Toutes les données qui précèdent montrent que le climat de la région de Casablanca et surtout la partie littorale, est du type tempéré.

Aperçu géologique

Dans son ensemble (fig. 2) la région étudiée est constituée par un socle primaire recouvert en grande partie par les formations transgressives du Miocène-Crétacé (dont il ne subsiste que des témoins épars) et celles du Plio-Quaternaire.

A. — Stratigraphie

1°) Les formations primaires

Elles comprennent :

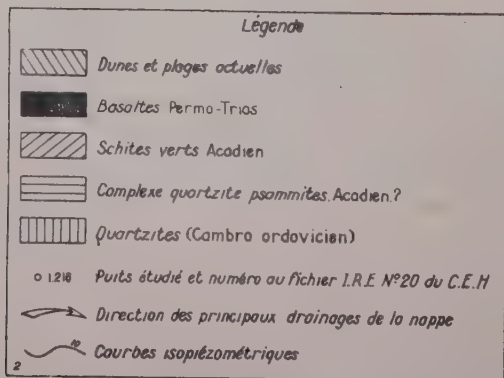
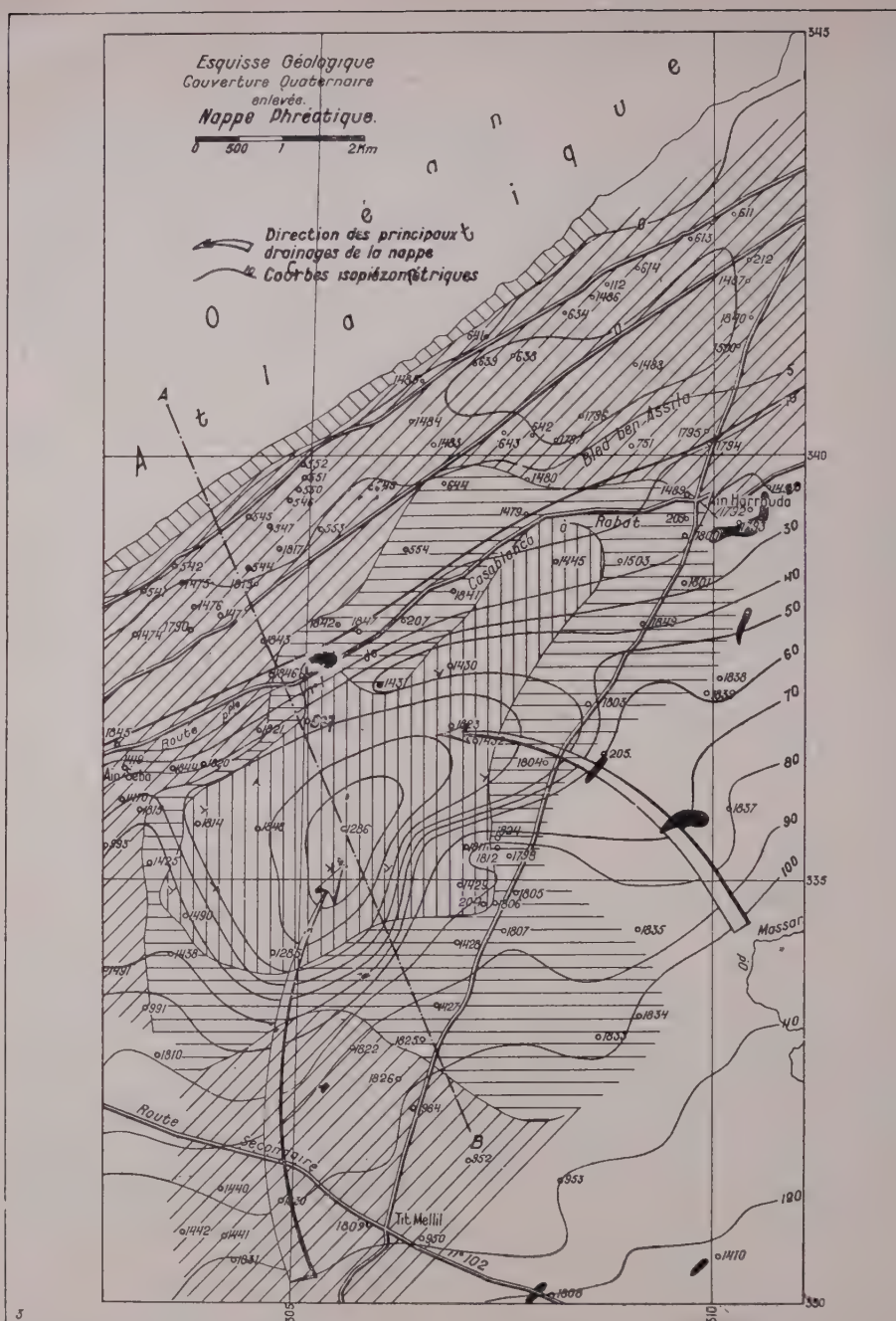


Fig. 2

Carte phréatique et carte géologique de la région de TIT MELLIL — AÏN EL HARROUDA — AÏN SBÂA.

— des schistes d'âge acadien se terminant par un complexe psammitique quartzeux (faisant transition avec le niveau de quartzites suivant).

— des quartzites cambro-ordoviciens.

a) Les schistes de l'Acadien forment une série puissante de 1000 m. Ils sont vert-foncé et prennent par altération une pâte rougeâtre. Ils sont pyriteux, micacés et quartzeux dans leur partie terminale.

La schistosité est peu apparente.

La partie terminale de l'étage est formée de grès, de psammites et de schistes. La roche est généralement rougeâtre alors qu'à la pointe d'El Hank elle est franchement verte. Cependant dans la région de Tit Mellil on trouve des teintes allant du vert au brun.

b) Sur ces schistes verts (fig. 3) et en concordance reposent des quartzites dits d'El Hank, d'âge cambro-ordovicien. Ces quartzites sont très durs, leur teinte est claire, blanche ou rose.

2^o) Sur ces formations apparaissent des basaltes et des argiles rouges d'âge permotriasique. Leur importance n'est que locale (E de la région étudiée); aussi ne jouent-ils aucun rôle dans le cas hydrogéologique envisagé ici.

3^o) Les formations crétacées, miocènes et plioquaternaires

a) Le Crétacé et le Miocène bien que n'ayant pas été rencontrés dans le secteur considéré doivent être mentionnés car ils existent dans la région de Casablanca. Ils n'affleurent jamais mais il ont été rencontrés dans la coupe de certains puits.

b) Le Plioquaternaire est formé de grès très calcaires. La base est constituée d'un niveau lumachellique (pectinidés) attribué au Pliocène ancien; la partie supérieure, de dunes consolidées qui se traduisent dans la topographie par une série de collines parallèles au rivage (Pliocène supérieur et Quaternaire).

Toutes ces formations sont plus ou moins encroutées.

Les espaces intermédiaires sont remplis de sols rouges (hamris) et de sols noirs (tirs) plus particulièrement dans la bande côtière.

B. — Tectonique

Le levé géologique (fig. 2) rend compte de l'allure tectonique de ce secteur qui s'intègre dans l'Anticlinorium de Casablanca déjà décrit par M. GIGOUT (1951).

On distingue du NW au SE.

1) un anticlinal de faible extension, de schistes acadiens dont le flanc SE plus développé que le flanc NW a un pendage de 10° environ.

2) un synclinal de quartzites ordoviciens qui reposent sur les schistes et psammites de l'Acadien; ces derniers réapparaissent au SE des quartzites.

Hydrologie

- Perméabilité des terrains
- Nappe phréatique
- Etude des débits
- Chimie des eaux.

A. — Perméabilité des différents terrains

1^o) Les schistes, grès, psammites et quartzites de l'Acadien

Leur nature compacte les fait considérer en général comme imperméables. En fait, leur partie superficielle, de l'ordre de 10 à 15 m ou même d'avantage est toujours altérée et fissurée et permet à l'eau de circuler. Cependant les débits sont faibles et la qualité de l'eau médiocre.

L'hétérogénéité des niveaux qui terminent la série, (schistes, psammites et quartzites) ne permet de définir qu'approximativement le comportement de l'eau. Les débits y sont plus importants et la qualité y est meilleure.

2^o) Les quartzites cambro-ordoviciens

Il s'agit là du type de terrain perméable en grand. Les actions tectoniques, ont provoqué, dans cette roche rigide, des cassures d'ampleur et de répartition variables. Ces quartzites constituent un véritable drain au sein des formations schisteuses (voir carte phréatique). Les débits sont importants et la qualité de l'eau très acceptable.

Coupe géologique A B

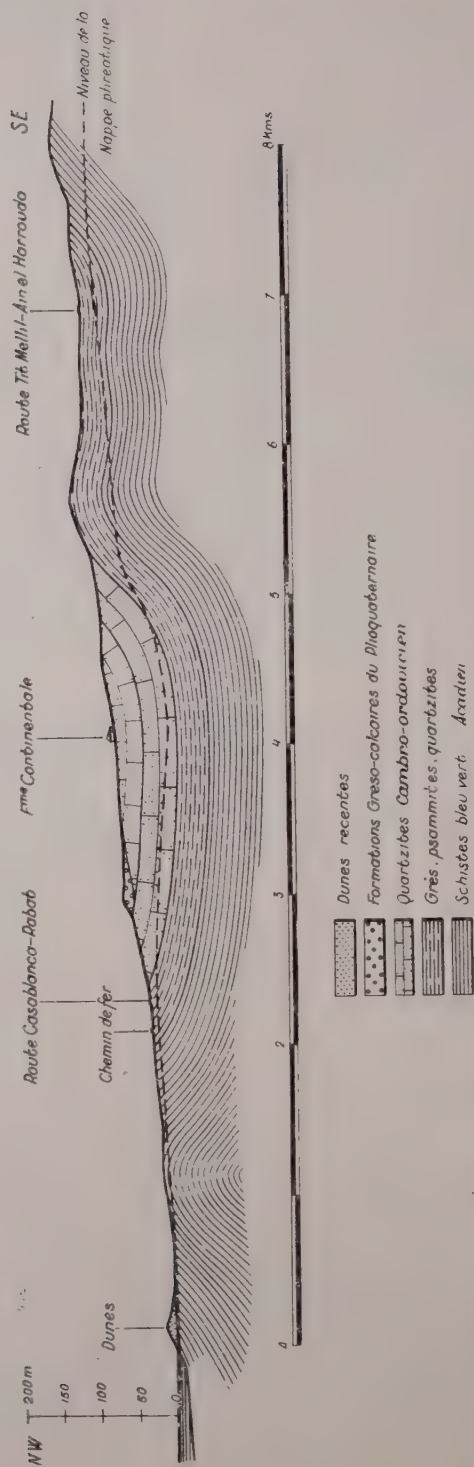


Fig. 3

Coupe géologique NW SE à travers le synclinal quartzitique de la Région de Tâ Mellil. AÏN EL HARROUDA AÏN SRAA.

B. — La nappe phréatique

L'allure de la nappe phréatique (fig. 2) est commandée par la nature lithologique et de là, par la perméabilité des terrains dans lesquels l'eau circule.

Les formations plioquaternaires n'interviennent pratiquement pas ici dans la forme de la nappe à cause de leur faible puissance.

Dans les schistes perméables en petit, la nappe a un comportement régulier que viennent déranger certains pompages importants de la zone côtière.

Par contre, les quartzites cambro-ordoviciens jouent un rôle très important de drain naturel. La carte de la nappe phréatique met ce phénomène nettement en évidence. Toute l'eau a tendance à se concentrer vers cette cuvette.

Les débits relativement élevés : $40 \text{ m}^3/\text{j.}$ ne peuvent provenir uniquement de la surface d'alimentation, c'est donc par un phénomène de drainage naturel des eaux de la nappe des schistes que peut s'expliquer la quantité d'eau importante que l'on peut prélever.

Le niveau hydrostatique passe de la côte 110 environ dans les schistes à la cote 2.70 au centre de la cuvette quartzitique, sur une distance de 5 km environ, avec une pente de 2 ‰

L'évacuation des eaux ne peut s'expliquer que par des systèmes de fractures qu'il n'est pas possible de percevoir en surface.

C. — Etude des débits

Les débits des puits sont fonction de la nature des terrains dans lesquels ils sont foncés et des différents aménagements apportés (galeries en particulier). Aucune mesure n'a été effectuée par le Centre des Etudes Hydrogéologiques et les chiffres cités nous ont été communiqués par les exploitants eux-mêmes.

1°) Débit relatif aux schistes acadiens

Parmi les puits creusés dans les schistes acadiens, il convient de distinguer d'une part, ceux situés au NW et au SE du synclinal quartzitique, d'autre part ceux creusés dans les formations du complexe terminal.

a) au NW, au long de la côte un pompage intensif situé dans la zone maraîchère a créé un déséquilibre entre la nappe marine et la nappe phréatique douce. Certains puits ayant même parfois un débit intéressant ont dû être abandonnés.

Exemple

Point d'eau n° 547/20 Débit $450 \text{ m}^3/\text{j.}$ 3.680 g/l de résidu sec

Point d'eau n° 545/20 Débit $300 \text{ m}^3/\text{j.}$ 4,030 g/l de résidu sec

Point d'eau n° 550/20 Débit $150 \text{ m}^3/\text{j.}$ 4,0 g/l de Chlorure.

En allant vers l'intérieur, c'est-à-dire le SE les puits destinés aux cultures donnent un débit encore intéressant de l'ordre de $20 \text{ m}^3/\text{j.}$

Exemple

Point d'eau n° 1419/20 Débit 30 à $50 \text{ m}^3/\text{j.}$

b) la zone SE offre des débits moindres de l'ordre de $15 \text{ m}^3/\text{j.}$

Point d'eau n° 1440/20 Débit $15 \text{ m}^3/\text{j.}$

Point d'eau n° 1441/20 Débit $25 \text{ m}^3/\text{j.}$

Ces débits restent supérieurs à ceux donnés par les formations complexes quartzites psammites terminales.

2°) Débit relatif aux formations quartzito-psammitiques

Le débit est faible

Exemple

Point d'eau n° 1431/20 Débit $5 \text{ m}^3/\text{j.}$

Point d'eau n° 1480/20 Débit insignifiant

Point d'eau n° 1489/20 Débit insignifiant.

Ce débit peu important vient du fait que les puits n'ont pas été descendus à une profondeur suffisante dans cette zone où la nappe s'infléchit nettement vers le cœur du synclinal quartzitique.

3°) Débit relatif aux formations quartzitiques

C'est dans les quartzites que les débits sont les plus élevés. Un puits quelconque ne possédant pas de galeries peut fournir un débit de $50 \text{ m}^3/\text{j.}$ d'une eau de très bonne qualité à la condition toutefois que la profondeur soit suffisante de l'ordre de 50 à 80 m.

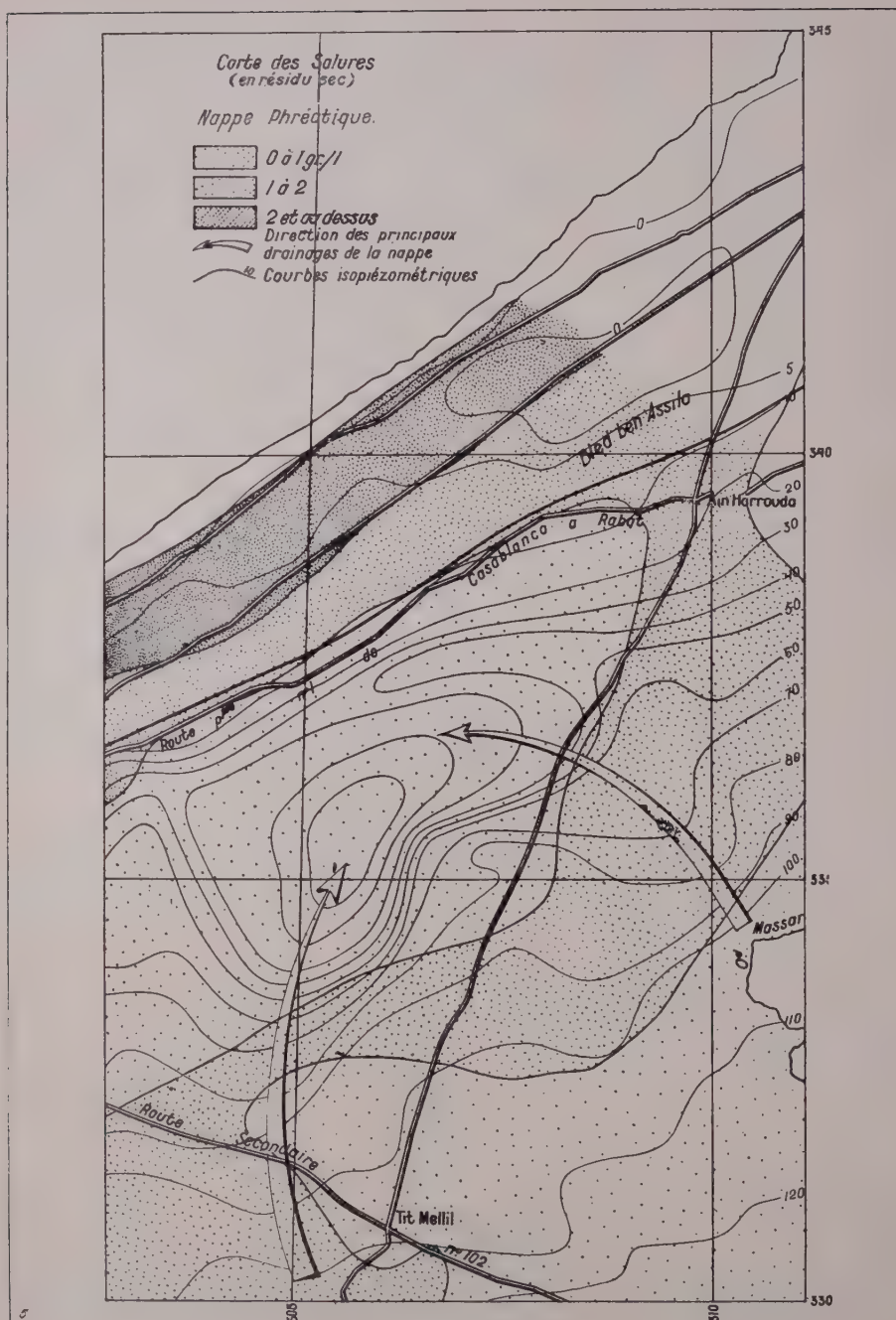


Fig. 4

Carte phréatique et carte des salures (résidus secs) de la région de TIT MELLIL -- AÏN EL HARROUDA ---- AÏN SBAA.

Exemple

	Profondeur jusqu'à l'eau	Profondeur totale	Débîts
Point n° 1285 /20	68,50 m.	70,70 m.	40 m ³ /j.
Point n° 1286 /20	72,30 m.	75,20 m.	50 m ³ /j.

D. — Chimie des eaux

La qualité de l'eau est très variable. La salure est en général élevée, mais elle est avant tout fonction de la roche réservoir, de la profondeur à laquelle l'eau circule et de sa position plus ou moins proche de la mer. La proximité de la mer ne se fait sentir que dans une étroite bande côtière sur une profondeur de 2 km. environ, où les pompages intensifs ont provoqué un déséquilibre entre la nappe d'eau douce continentale et la nappe d'eau salée marine. Certaines régions du littoral sont même devenues impropres aux cultures. Il convient de préciser que les marées ne se font pas sentir à une distance de 400 m en moyenne de la côte. En effet, des analyses chimiques effectuées dans des puits indigènes à des intervalles réguliers, correspondants aux heures de marée (4 fois par 24 h.) ont montré qu'il n'y avait aucune influence marine à cette distance tant du point de vue chimique que du point de vue niveau statique.

Des résultats d'analyses chimiques effectuées sur des échantillons d'eau provenant des différents horizons (quartzites, complexe quartzites-schistes et schistes verts) et choisis parmi les plus représentatifs ont été reportés sur des diagrammes logarithmiques (fig. 5) suivant la méthode de BERKALOFF (M. GOSSELIN et H. SCHOELLER 1939).

Ces diagrammes présentant des allures semblables traduisent des origines identiques parmi les eaux des différents niveaux et attirent l'attention sur l'existence d'une même nappe.

1°) Eau des schistes

La qualité de l'eau des schistes est variable mais généralement médiocre.

Exemple

Point d'eau n° 541 /20 4,870 gr. de Cl et 9,300 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 547 /20 1,640 gr. de Cl et 3,680 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1843 /20 0,980 gr. de Cl et 2,020 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1140 /20 0,486 gr. de Cl et 1,250 gr. de Résidu sec.

Il est intéressant de constater qu'au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la mer et que l'on s'approche du synclinal quartzitique les eaux deviennent de meilleure qualité.

2°) Eau du complexe quartzites-psammites

Elle est de bonne qualité la quantité de chlorure n'excède pas 0,8 gr/l. et le résidu sec 1,7 gr/l.

Exemple

Point d'eau n° 1480 /20 0,615 g/l. de Cl et 1,440 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1825 /20 0,590 g/l. de Cl et 1,150 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1838 /20 0,360 g/l. de Cl et 0,830 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1431 /20 0,131 g/l. de Cl et 0,455 gr. de Résidu sec.

3°) Eau des quartzites

Elle est de bonne qualité

Exemple

Point d'eau n° 1285 /20 0,233 g/l. de Cl et 0,640 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1286 /20 0,344 g/l. de Cl et 0,950 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1822 /20 0,268 g/l. de Cl et 0,745 gr. de Résidu sec.

Point d'eau n° 1429 /20 0,411 g/l. de Cl et 1,050 gr. de Résidu sec.

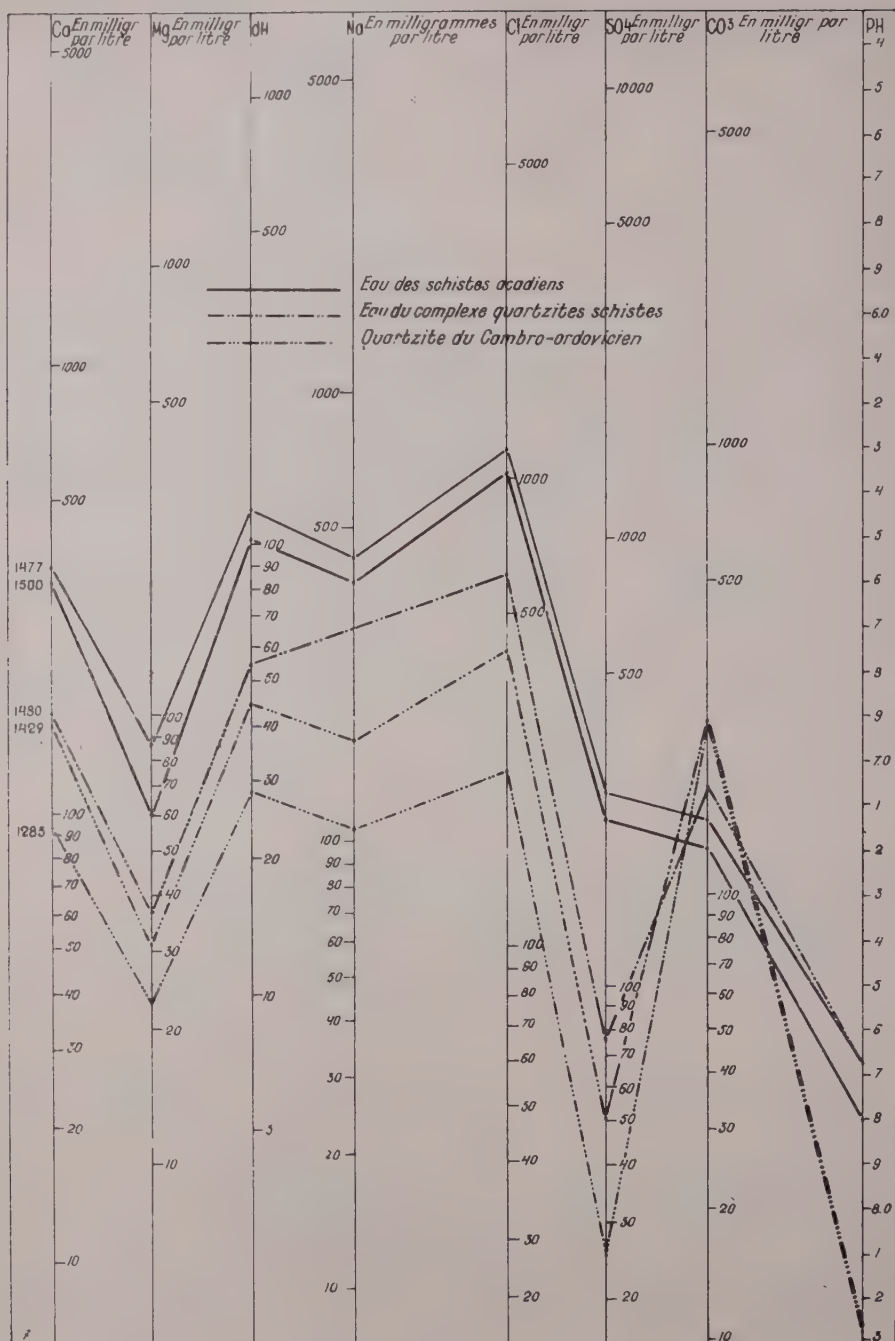


Fig. 5

Diagrammes logarithmiques des eaux de la région TIT MELLIL — AÏN EL HARROUDA — AÏN SBAA.

Résultats d'analyses chimiques reportés sur diagramme logarithmique

N° Fichier I. R. E.	Roche réservoir	Ca	Mg	Na	Cl	SO ₄	CO ₃	Rs	dh	pH
1477 /20	Schistes verts	350	81,5	434	1160	268	147	2620	121	7,7
1500 /20	Schistes verts	340	58,5	370	1024	235	210	2300	109	7,8
1480 /20	Complexe Quartzite psammite	166,5	36	306,5	615	74,5	174	1440	56	7,7
1429 /20	Quartzite	157	30,5	167,5	411	51,5	250	1040	46	8,4
1285 /20	Quartzite	93	23	106	223	25	235	640	29	8,3

Les eaux de cette région peuvent donc se classer comme suit :

a) eaux de mauvaise qualité (2 à 7 g/l. de résidu sec) au voisinage de la côte.
b) eaux de qualité moyenne (1 à 2 g/l. de résidu sec) dans les formations schisteuses.

c) eaux de qualité acceptable (0 à 1 g/l. de résidu sec) dans les quartzites et dans la partie du complexe quartzite-psammite contigue à ceux-ci.

Ces différentes zones sont mises en évidence dans la carte des salures (fig. 4).

La qualité des eaux du complexe quartzite-psammite se range entre celle des eaux des schistes de base et celle des quartzites ce qui est conforme à la position stratigraphique intermédiaire du complexe quartzite-psammite.

Le phénomène de salure plus ou moins importante peut s'expliquer par l'évaporation agissant davantage sur l'eau des schistes, plus près de la surface du sol que sur l'eau des quartzites circulant plus profondément.

En dehors de la bordure côtière l'influence des pompages intensifs est aussi la cause de l'augmentation de salinité par défaut de compensation par les eaux météoriques, percolation d'eau d'irrigation salées par évaporation pendant leur séjour au sol, ou lessivage annuel des dépôts salés laissés par l'évaporation totale des eaux épandues pour les cultures. Ces phénomènes sont proportionnels aux surfaces cultivées donc aux pompages.

II

REGION DE KHOURIBGA

Aperçu géographique

La région étudiée, située au N du Centre de Khouribga, est limitée au S et à l'W par le Plateau des Phosphates, au N par des formations quartzitiques et schisteuses primaires et par les formations du Crétacé inférieur et à l'E par le méridien $x = 366$ environ.

Les observations suivantes ont été faites au cours de l'étude hydrogéologique de la région située au N du plateau de Khouribga qui avec les plateaux de Settât, Ben Ahmed, Oued Zem, Guisser et el Borouj constitue le vaste ensemble désigné par Plateau des Phosphates.

Cette région n'a que de faibles ressources en eau, malgré la présence de 3 nappes, coexistant superposées dans le plateau des phosphates; de ce fait elle n'est que peu agricole et consacre ses efforts à l'élevage.

La hauteur annuelle moyenne de précipitations est de 400 mm. La moyenne des maxima de température a lieu aux mois de juillet-août avec 35°C, celle des minima se place en décembre-janvier avec env. 4°C. Le climat quoique plus sec et plus chaud que sur les régions littorales océaniques reste du type atlantique.

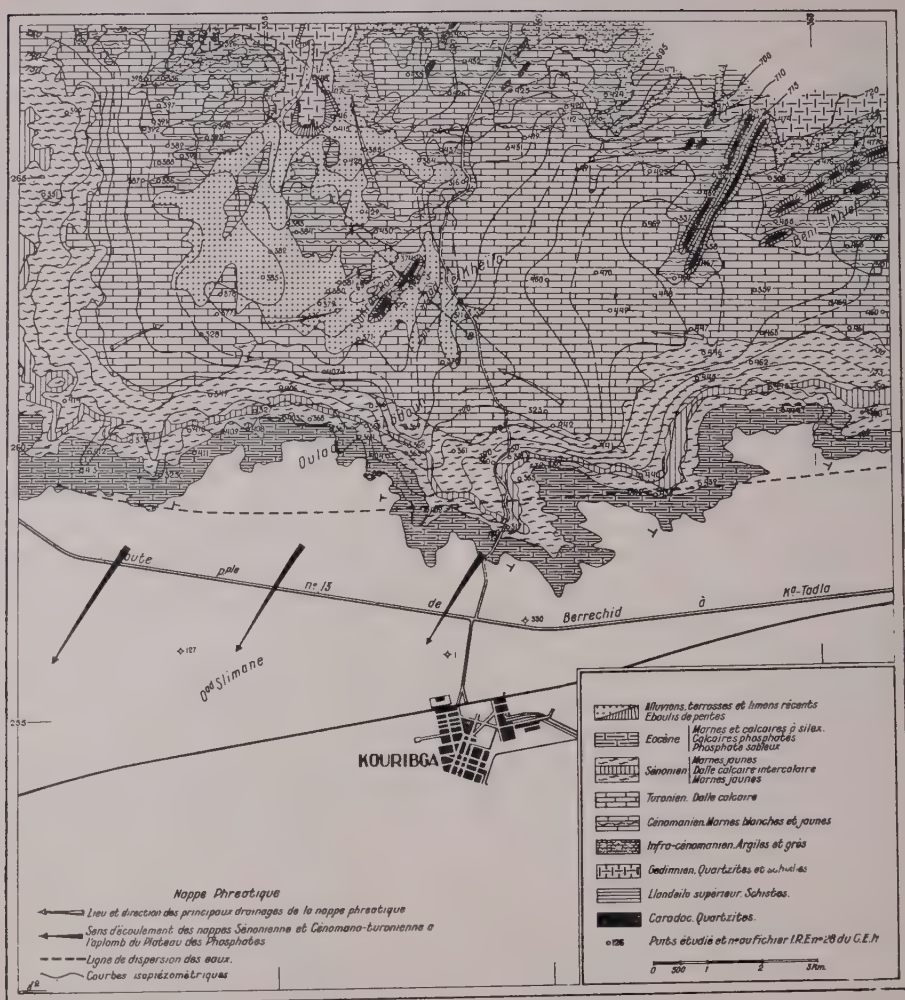


Fig. 6

Carte phréatique et carte géologique de la région étudiée au N de KOURIBGA.

Aperçu géologique

A. — Stratigraphie

Les terrains affleurant sont essentiellement d'âge secondaire et primaire avec localement quelques lambeaux de Quaternaire peu épais.

1°) Les formations primaires

Localisées au N de la région étudiée, les formations primaires sont représentées par les schistes du Silurien et les quartzites du Silurien et du Geddinien.

Les affleurements de quartzites forment des barres résiduelles (Sokhrat) en relief dans la topographie (fig. 7 et 7 bis).

Ces alignements se retrouvent au Sud émergeant au milieu de formations secondaires; le plus remarquable est le Sokhrat Rouif.

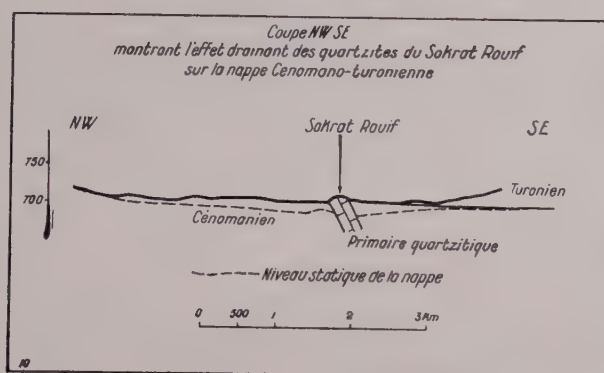
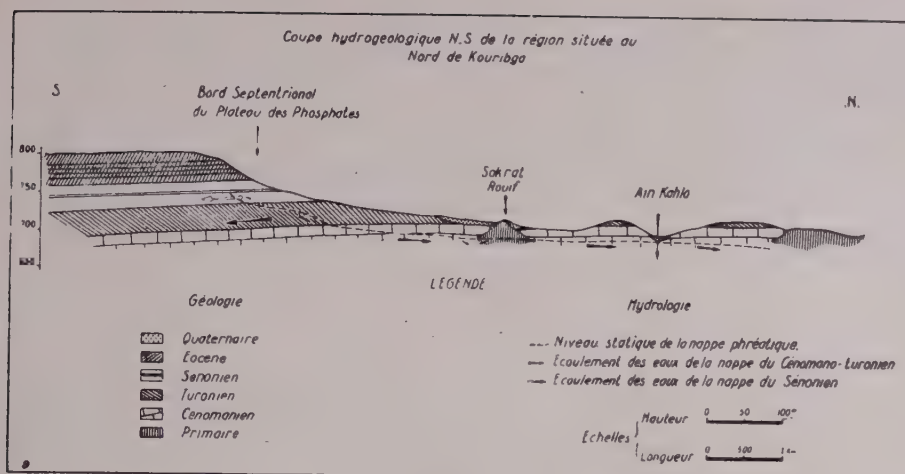


Fig. 7 et 7 bis

Coupes géologiques NW — SE et N-S à travers le SOKHRAT ROUIF (Région de KHOURIBGA).

2°) Les formations secondaires

Les formations secondaires sont représentées par :

a) l'*Infra-cénomane*. D'une puissance variant de 0 à 80 m. il est constitué d'argiles et des grès bariolés à prédominance rouge. Il est directement transgressif sur le Primaire et n'affleure qu'au N de la région étudiée. Il a été reconnu dans des sondages effectués sur le plateau.

b) le *Cénomane*. Son épaisseur est de 50 m environ. Il est formé par une alternance de bancs plus ou moins épais de marnes blanc verdâtres avec des bancs d'argiles finement lités. Le Cénomane affleure seulement au S du Primaire et de l'*Infra-cénomane* et surtout dans la partie NE de la région étudiée.

Au S le Cénomane disparaît sous la dalle calcaire Turonienne.

c) le *Turonien*. Bien qu'essentiellement calcaire (calcaires blancs et roux) le Turonien n'offre pas un relief très marqué dans la topographie. Il constitue une bande EW d'environ 2 km de largeur qui s'étale au centre de la région étudiée, à partir d'une cote voisine de 720. Son épaisseur totale est de 25 m environ, mais dans la plupart des affleurements et en particulier dans la région centrale l'épaisseur du Turonien est le plus souvent de l'ordre de 5 m et constitue une sorte de « dalle ».

d) le *Sénonien*. Limités au S de la région étudiée, les affleurements du *Sénonien* correspondent à la majeure partie du changement de pente entre le Plateau des Phosphates au S et la région considérée au N. Le *Sénonien* est essentiellement marneux avec toutefois existence d'un banc calcaire intercalaire. Son épaisseur est de 40 m environ.

3°) Les formations quaternaires

Elles sont représentées dans la région étudiée par des limons récents. Ces limons recouvrent une partie du *Cénomanién* et du *Turonien* dans la partie NW du secteur considéré. Leur épaisseur est le plus souvent faible et leur répartition correspond en général à l'existence de zones topographiquement basses.

B. — Tectonique

Les formations primaires sont très redressées. Les crêtes quartzitiques (sokhrat) orientées à l'W,NNE — SSW acquièrent à l'E des directions NE — SW.

Les formations secondaires reposent en discordance sur le Primaire. Aucun pendage général appréciable ne peut être noté sur le terrain, cependant la comparaison des cotes de formations secondaires du N au S permettent de déceler un pendage général SSW. En effet le contact *Cénomanién-Turonien* se trouve à l'Ain Kahla ($x = 358,5$ — $y = 265,0$) approximativement à la cote 705-710. Ce contact situé à la cote 745 environ à l'Ain Mouilah ($x = 368,0$ — $y = 265,0$) a été retrouvé dans les sondages du Plateau à la cote 635-640 environ, d'où un pendage de 5 mm par mètre c'est-à-dire de l'ordre du degré vers le SSW.

Il y a lieu de signaler l'existence locale de pendage plus fort de l'ordre de 5 à 8° donnant naissance à des sources au contact du *Cénomanién-Turonien* ou plus exactement dans les premiers termes du *Cénomanién* (Ain Kahla).

Hydrologie

- Perméabilité des terrains
- Nappe phréatique
- Etude des débits
- Chimie des eaux.

A. — Perméabilité des différents terrains

1°) Les schistes et quartzites du Primaire

a) Les schistes siluriens

Les circulations d'eau dans les schistes sont intimement liées à la zone d'altération affectant ces derniers. Cette zone d'altération est d'une épaisseur variable et il s'y produit une « imbibition » beaucoup plus qu'une circulation des eaux. Toutefois certains puits creusés dans les schistes donnent des débits intéressants.

b) Les quartzites siluriens et geddiéniens

Ces formations doivent être considérées comme perméables en grand par suite des nombreuses fissures qui les affectent. Leurs affleurements ont sauf dans la partie N, une superficie relativement peu étendue et l'alimentation propre des sokhrats affleurants est peu importante.

2°) Les calcaires et marno-calcaires du Secondaire

a) Les marnes et marno-calcaires du Cénomanién

La nature marneuse des terrains et leur grain très fin font que ces formations sont peu perméables. Les rares fissures existantes peuvent se colmater plus ou moins rapidement par dépôts d'éléments argileux très fins.

Donc, compte tenu de la faible perméabilité de ces terrains d'une part et de leur pendage très faible d'autre part, il y a lieu de considérer qu'il y a imprégnation beaucoup plus que circulation des eaux dans ces formations.

Il convient de signaler l'existence de passages latéraux de formations marneuses à d'autres plus calcaires ou au contraire à d'autres plus argileuses. Ce fait est mis en évidence par les anomalies observées dans la nappe phréatique et par l'irrégularité des débits d'un puits à un autre dans ces formations.

La présence de véritables circulations karstiques permettent de prélever des débits plus importants : Puits Sidi Amor en $x = 369,4$ — $y = 263$, débit = $24,5 \text{ m}^3/\text{h}$

pour 2,4 m de rabattement; Puits Abdeslem. en $x = 383,9$ — $y = 260,0$
débit = $31,7 \text{ m}^3/\text{h}$. pour 2,50 m de rabattement.

b) Les calcaires turoniens.

Ils sont considérés comme perméables en grand quand ils sont suffisamment diaclasés. Dans la région étudiée, les débits observés y sont rarement importants par suite de la faible épaisseur du Turonien et de la faible densité des diaclases; le plus souvent d'ailleurs son épaisseur est insuffisante pour donner lieu à une nappe qui s'établit presque toujours dans les premiers bancs du Cénomanién.

3°) Les formations quaternaires

Les limons du Quaternaire bien qu'argileux dans leur plus grande partie, peuvent cependant être considérés comme relativement perméables.

Ils ne sont pas suffisamment puissants pour donner naissance à une nappe mais contribuent cependant à l'alimentation de la nappe sous-jacente en facilitant l'infiltration.

B. — Nappe phréatique

Les nappes du Cénomanién-Turonien et du Primaire constituent la nappe phréatique dans la région étudiée (Oulad Sahel et Ouled el Kheila).

Avant de préciser la nature de cette nappe, il convient de rappeler sommairement les principaux caractères de la nappe sénonienne bien qu'elle n'intéresse seulement la bordure S de l'étude. Il ne peut être question des niveaux aquifères de l'Infra-cénomanién trop argileux et trop gypsifère pour avoir un débit exploitable.

La nappe du Sénonien

Cette nappe n'existe que dans la partie S de la zone étudiée. Son écoulement s'effectue du NNE au SSW comme l'indique la comparaison des niveaux statiques de l'eau dans les différents puits et sondages du plateau. L'aspect des courbes isopiézométriques correspondant à la zone de changement de pente du plateau, donne une fausse idée du sens général de la circulation des eaux, par suite de la communication des nappes du Sénonien et du Cénomano-Turonien.

Nappe Phréatique

1°) Au N d'une ligne suivant grossièrement le changement de pente correspondant à la bordure N du plateau des Phosphates.

Contrairement à ce que l'on pourrait penser a priori, l'écoulement général de la nappe phréatique ne s'effectue pas vers le SSW conformément au pendage des assises, mais vers le N dans la partie occidentale et centrale de la région étudiée et le NW dans la partie orientale. Ce fait est vraisemblablement dû à la présence de thalwegs d'affluents de l'Oued Zamrine jouant le rôle de drains.

La faible perméabilité des formations cénomaniennes dans lesquelles le plus souvent les eaux circulent, jointe à la pente relativement faible de la nappe (5 à 10m par km) donne à penser que la vitesse de circulation des eaux est vraisemblablement très faible.

Par ailleurs, l'alimentation locale, par infiltration des eaux météoriques est peu importante compte tenu d'une pluviométrie annuelle plutôt faible (400 mm environ) et surtout d'une très mauvaise perméabilité des terrains (qui sont constitués dans le Cénomanién d'une alternance de bancs de marnocalcaires et d'argiles imperméables).

Il est vraisemblable que l'infiltration des eaux météoriques soit plus importante dans les zones où affleure le Turonien, la perméabilité de ce dernier étant plus forte semble-t-il.

Enfin, à l'extrémité N de la région étudiée, la nappe phréatique circule dans le Primaire, il semble que l'alimentation de la nappe par infiltration des eaux météoriques n'y soit pas négligeable.

La carte phréatique fait ressortir l'existence de zones déprimées qui semblent correspondre à une circulation plus rapide des eaux, vraisemblablement en rapport avec une meilleure perméabilité des formations (ceci étant en accord avec l'existence de passages latéraux principalement dans le Cénomanién).

Une de ces zones déprimées la plus caractéristique est en rapport avec l'affleurement du Sokrat Rouif; elle correspond à un drainage naturel des eaux de la nappe Cénomano-Turonienne par les formations quartzitiques du Sokrat Rouif.

Les débits relativement élevés ne peuvent en effet provenir uniquement de la surface d'alimentation insignifiante du Sokrat.

2°) Au S d'une ligne suivant le changement de pente correspondant à la bordure Nord du Plateau des Phosphates :

La nappe cénomano-Turonienne s'écoule dans une direction NNE — SSW conforme au pendage des assises.

Nous sommes donc en présence d'une ligne de faite de la nappe sensiblement parallèle à la zone de changement de pente au N du plateau.

C. — Etudes des débits *

Les débits dépendent principalement de la roche réservoir et de sa position dans l'échelle stratigraphique.

1°) Débits relatifs aux formations primaires

Les débits y sont nettement les plus abondants

Exemple :

Point d'eau n° 372/28 Débit 4,14 m³/h. pour 2,10 m de rabattement.

Point d'eau n° 418/28 Débit 3 m³/h. pour 4 m de rabattement.

Il faut voir dans ces débits relativement élevés l'influence drainante des quartzites sur la nappe phréatique.

2°) Débits relatifs aux formations Céno-mano-turonniennes

Les débits n'excèdent par 1 m³/h par suite de la très faible perméabilité des terrains bien que les réserves aquifères globales soient relativement non négligeables. Cependant l'existence de cuvettes synclinales, de faibles amplitude permettent l'obtention de débits plus importants.

Exemple :

Aïn Kahla n° 316/28 Débit = 7 m³/h.

(contribue à l'alimentation en eau du Centre de Khouribga).

Les puits foncés uniquement dans le Turonien calcaire sont rares et c'est en général le Céno-manien marno-calcaire qui est le plus souvent exploité.

Exemple :

Point d'eau n° 358/28 Débit 0,425 m³/h. pour 6,20 m de rabattement.

Point d'eau n° 328/28 Débit 0,02 m³/h. pour 3 m de rabattement.

Point d'eau n° 370/28 Débit 0,033 m³/h. pour 2,68 m de rabattement.

Point d'eau n° 449/28 Débit 1 m³/h. pour 12 m de rabattement.

Le débit de 26 m³/h. de l'Aïn Bouirat (308/28), utilisé pour l'approvisionnement en eau du Centre de Khouribga peut se justifier par l'existence de 200 m de galeries. Le rôle de drain des quartzites environnants n'est pas exclu mais n'a pu être mis en évidence.

Très localement existent des puits dont les débits très importants :

31,7 m³/h pour 2,5 m de rabattement au puits Abdeslem n° 242/28.

24,3 m³/h pour 2,4 m de rabattement au puits Sidi Amor n° 506/28.

ne peuvent s'expliquer autrement que par l'influence du Primaire sous-jacent jouant le rôle de drain. Cette hypothèse n'a pu encore être vérifiée mais elle paraît très probable étant donné la proximité des affleurements primaires et l'exemple du Sokhrat Rouif.

3°) Débits relatifs aux formations sénoniennes

La nappe sénonienne n'est pas exploitable dans la zone étudiée car non seulement ces formations sont peu perméables, mais de plus elles ne bénéficient d'aucun bassin d'alimentation, les affleurements étant limités à la bordure N du Plateau des Phosphates. Tout puits foncé dans le Sénonien n'a que l'alimentation due aux infiltrations locales.

D. — Etude chimique

Les eaux de la région de Khouribga présentent entre elles une certaine parenté

* Tous les essais de débit ont été effectués par M. E. de GELIS Ingénieur Hydraulicien, Chef du Bureau Technique du Centre des Etudes Hydrogéologiques qui nous a aimablement communiqué les résultats de ses travaux.

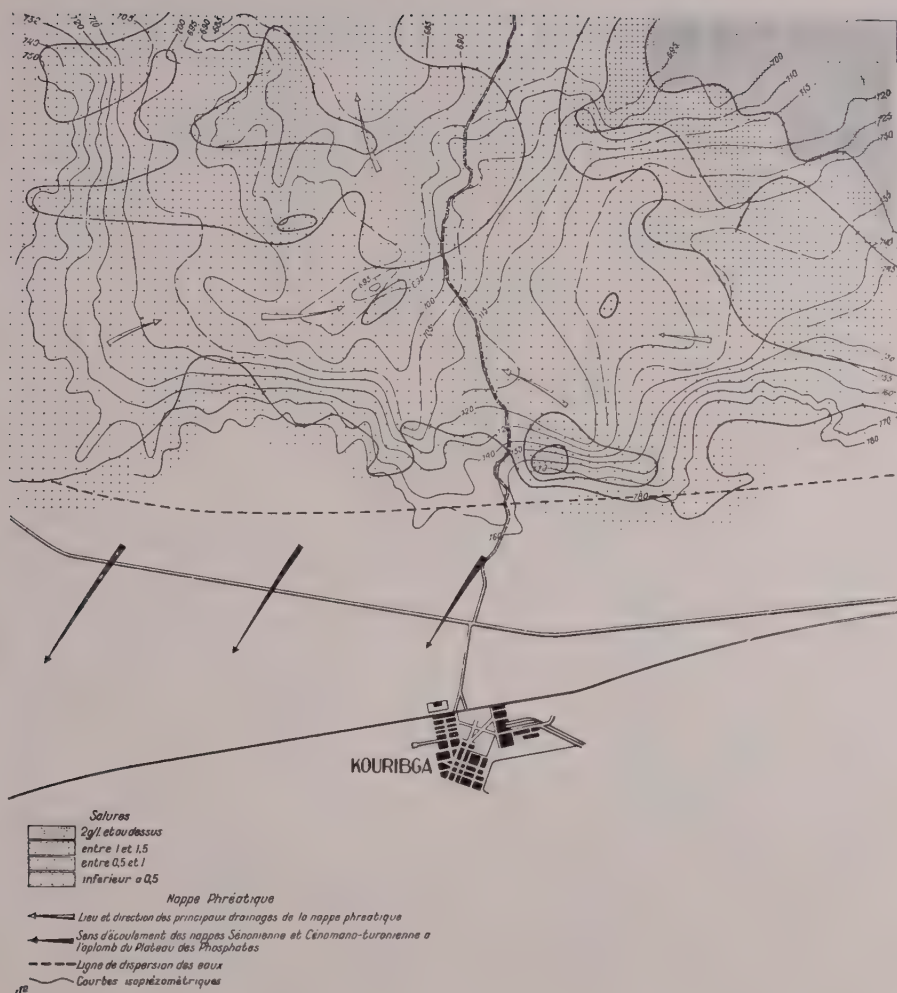


Fig. 8

Carte phréatique et carte des salures (résidus secs) de la région située au N de K^HOURIBGA.

indiscutable mise en relief sur les diagrammes logarithmiques (fig. 9) où les analyses les plus significatives ont été reportées.

Ceci est dû à l'intercommunication des nappes entre elles surtout en ce qui concerne les nappes du Primaire et du Cénomano-Turonien. Au contraire la nappe du Sénomien s'individualise au Sud d'une manière assez nette (fig. 8).

La carte des résidus secs (fig. 8) met en évidence les zones de

- 0 à 0,5 g/l.
- 0,5 à 1 g/l.
- 1 à 1,5 g/l.
- 1,5 et au-dessus.

Cette carte chimique précise les zones de stagnation relative des eaux mises en évidence par la carte phréatique.

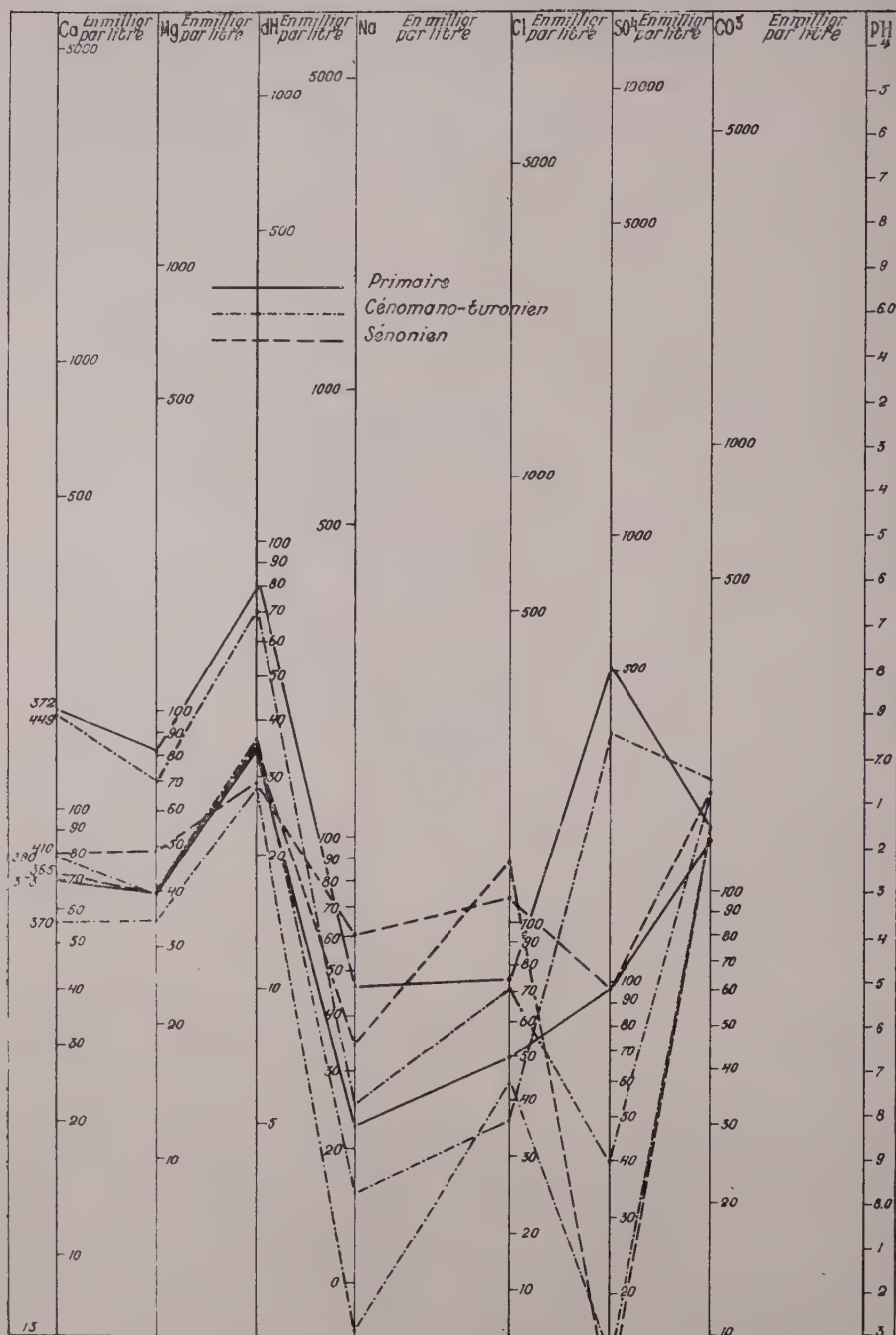


Fig. 9

Diagrammes logarithmiques des eaux de la région située au N de KHOUREBGA.

1°) Eaux du Primaire

Au N de la région étudiée, les eaux du Primaire sont très minéralisées (valeur des résidus secs supérieurs à 1000 et même 1500 mg/l). Le phénomène de salure peut s'expliquer à cause d'un enrichissement en sels totaux des eaux du Cénomano-Turonien, soit par dissolution de sels solubles des formations par suite de la proximité de l'Infra-Crétacé, soit plus probablement par évaporation à la suite d'une stagnation relative des eaux. Il est d'ailleurs vraisemblable que ces deux phénomènes s'ajoutent dans des proportions qu'il est difficile de déterminer.

Les terrains primaires du Sokkrat Rouif émergeant des formations secondaires sont visibles sur la carte chimique, ils constituent une zone où les eaux ont une teneur en sel comprise entre 0,5 et 1 g/l. Ces terrains correspondent à une zone de drainage de la nappe phréatique; il semble que la salure doive être attribuée non pas à une concentration par évaporation mais à une concentration par dissolution des sels et plus vraisemblablement à un mélange avec des eaux ayant le Primaire pour origine.

Exemple :

Point d'eau n° 417/28 0,135 g/l de Cl 0,895 g/l de résidu sec.

Point d'eau n° 424/28 0,185 g/l de Cl 0,990 g/l de résidu sec.

Point d'eau n° 477/28 0,476 g/l de Cl 1,896 g/l de résidu sec.

2°) Eaux du Cénomano-Turonien

Elles sont de qualité très acceptable, la teneur en résidu sec n'excédant pas 1 g/l.

Exemple :

Point d'eau n° 395/28 0,126 g/l de Cl et 0,610 g/l de résidu sec.

Point d'eau n° 450/28 0,035 g/l de Cl et 0,300 g/l de résidu sec.

Point d'eau n° 460/28 0,260 g/l de Cl et 0,800 g/l de résidu sec.

3°) Eaux du Sénonien

La minéralisation des eaux du Sénonien est en général faible bien que légèrement supérieure à celle des eaux du Turonien (cf diagramme logarithmique) ce qui permet de bien l'individualiser (fig. 8).

Exemple :

Point d'eau n° 327/28 0,2 g/l de Cl et 0,650 g/l de résidu sec.

Point d'eau n° 360/28 0,19 g/l de Cl et 0,735 g/l de résidu sec.

Point d'eau n° 438/28 0,11 g/l de Cl et 0,505 g/l de résidu sec.

Résultats des analyses chimiques reportés sur diagramme logarithmique

N° Fichier I. R. E.	Roche réservoir	Ca	Mg	Na	Cl	SO ₄	CO ₃ Ca	Rs	dh
372	Primaire	168	82	47	75	509	230	950	76
373	Primaire	70	39,5	23	50	96	220	410	34
370	Cénomano-Turonien	56	34,5	8	46	16	220	666	42
380	Cénomano-Turonien	78,5	38,5	25	71	39	270	430	35,5
449	Cénomano-Turonien	162,5	72	16	35,5	365,5	310	820	70
365	Sénonien	73	40	36	138,5	12	220	460	34,5
410	Sénonien	80	48	60,5	114	96	270	550	29

* * *

Conclusion

Les phénomènes de drainage mis en évidence dans les études effectuées dans la région de Tit-Mellil Aïn el Harrouda et dans celle de Khouribga sont donc prouvés par

1°) Le comportement de la nappe phréatique qui indique les directions privilégiées d'écoulement et la présence des zones déprimées.

2°) Les diagrammes logarithmiques qui par leur allure sensiblement parallèles indiquent pour chacun des cas une même famille d'eau *.

3°) Le débit supérieur que donnent les formations drainantes.

Une mention spéciale doit être faite pour certaines questions de détails :

a) Les eaux sont plus douces dans les roches réservoirs drainantes. Cela est très net dans le cas des quartzites de la région de Tit Mellil. Dans le cas de Khouribga, la salure des quartzites de la Sokhrat Rouif provient vraisemblablement de l'Infra-Crétacé continental ou lagunaire gypso salin qui bien que n'affleurant pas, cependant n'est pas loin.

Une question reste valable pour le premier cas : Comment se fait-il que les quartzites drainant des eaux chargées en sels aient une eau de bonne qualité dont la teneur est moindre ?

Il faut rechercher l'explication de cet état de chose dans le fait vraisemblable que les quartzites ne drainent que les eaux provenant des zones de plus grande circulation dans les schistes. Les eaux chargées de la partie supérieure des schistes, cheminant lentement et soumises à l'évaporation, ne parviennent pas jusqu'à la zone des quartzites.

b) L'évacuation des eaux drainées par le Sokhrat Rouif (Région de Khouribga) se fait sensiblement vers le Nord (Cf. carte phréatique) et ne pose pas de problème.

Il n'en est pas de même dans la région de Tit Mellil où la carte phréatique montre l'impossibilité d'une évacuation normale des eaux drainées. La seule explication qu'il est possible de donner actuellement est celle d'accident tectonique. L'anticlinorium de Casablanca est encore mal connu (GIGOUT 1951) et le socle rigide est indiscutablement faillé d'où des issues possibles de l'eau souterraine vers des zones plus lointaines. Certains pêcheurs dont les propos peu précis n'ont jamais pu être vérifiés prétendent qu'au large de la côte existent des zones où l'eau est douce. Faudrait-il voir là des résurgences locales des eaux drainées par les synclinaux quartzitiques de la région, si difficiles à mettre en évidence à cause de la couverture quaternaire ? Rien ne permet de l'affirmer.

Dans le cas considéré, seul un accident d'orientation NE — SW conforme au style tectonique de la région, peut permettre l'évacuation des eaux attirés vers l'entonnoir quartzitique.

c) Méthodes d'investigation pour une meilleure exploitation des eaux souterraines, dans les régions où existent des zones de drainage naturel.

Elles consistent à

— Rechercher les zones géologiques de perméabilité en grand et exécuter certains travaux.

Le fonçage des puits ou des forages devra être fait, à une profondeur supérieure à celle des puits environnants la zone drainante, du fait de la réfraction du filet liquide. L'exécution des forages et des puits est parfois difficile à cause de la dureté de la roche réservoir, témoins les cas qui viennent d'être envisagés pour les quartzites.

Dans les régions de structure synclinale à petit rayon de courbure et pour lesquelles le cœur du synclinal drainant est pratiquement inaccessible, un puits foré dans les roches supérieures relativement tendres suivi d'une galerie creusée vers le flanc du synclinal (flanc interne) permet déjà de recueillir une fraction importante des eaux drainées.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

- GIGOUT M. (1951) Etudes Géologiques sur la Meseta Marocaine Occidentale. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 86.
GOSSSELIN M. et SCHOELLER H. (1939) *Notice générale de la carte hydrogéologique de Tunisie*. A l'échelle du 1/50.000. Delmas, Bordeaux Imprimeur.
SALVAN H. (1952) Phosphates in Géologie des Gîtes minéraux marocains. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 87.
SCHOELLER H. (1936) Le drainage naturel des nappes, in *Bull. Ann. C.E.E.S.* 1936 p. 31 — Rabat.

* La différence de parallélisme très nette en ce qui concerne les droites joignant le CO₂ s'explique par le fait que le CO₂ conserve à peu près la même valeur quelle que soit la teneur en sel des eaux considérées (Cf. H. SCHOELLER sur la concentration des sels dans les eaux souterraines C. E. E. S. Congr. d'Erfoud 1934).

ANNEXE

Documents Hydrogéologiques de la région de Casablanca

Les documents hydrogéologiques qui comprennent une carte phréatique, une carte des salures (résidus secs) superposés à un fond topo-géologique s'intègrent dans le cadre des études géotechniques entreprises dans cette grande région dont la mise en valeur suit un rythme accéléré; ces études, en cours d'achèvement comprendront : (chaque domaine relevant d'un ou plusieurs ingénieurs spécialisés)

- des considérations sur l'Economie et les matières premières de cette région.
- un aperçu géologique de la région étudiée
- une étude particulièrement détaillée sur les caractères géotechniques des différentes formations accompagnée d'une carte pétrographique sur laquelle seront reportés les emplacements des différentes carrières.
- une étude pédologique détaillée de la région côtière
- une étude hydrogéologique confiée aux géologues du Centre des Etudes Hydrogéologiques. (MM. MONITION et NERAT de LESGUISE)
(voir plus loin)
- une étude des fondations de la ville de Casablanca.

Documents hydrogéologiques

Ils comprennent * :

— une carte phréatique établie grâce à l'étude de 800 points d'eau environ et reportée sur un fond géologique. Cette carte à l'échelle du 1/50.000 rend compte du comportement de la nappe phréatique circulant dans des formations géologiques allant du Primaire schisteux et quartzitique au Quaternaire gréseux. Elle met particulièrement en relief le rôle de drain joué par certaines formations perméables vis à vis d'autres formations moins perméables (Cf. première partie de la communication sur la région de Tit Mellil, Ain el Harrouda, Ain Sbaa). Elle montre le rôle de drain naturel joué par l'oued Bouskoura et d'autres drains artificiels (drain des réservoirs à mazout). Elle révèle l'existence d'un lit fossile de l'oued Bouskoura dont nous avons trouvé quelques témoins sous forme de gros galets roulés de schistes à la carrière de Sidi Messaoud. Enfin elle traduit l'effet désastreux des pompages intensifs de la région côtière ayant abouti à l'impossibilité de cultiver les terres devenues salées de cette région.

Une carte phréatique à l'échelle du 1/20.000 limitée au périmètre urbain de la ville de Casablanca et qui entre dans le cadre de la carte des fondations de la ville de Casablanca permet de suivre sous les immeubles de la ville la dispersion des eaux de l'oued Bouskoura et de la nappe phréatique et de résoudre d'une manière plus efficace les problèmes de fondations.

- une carte des résidus secs qui met en relief les différentes zones de salures.
- une carte des chlorures étroitement liée à la précédente.

Ces cartes conçues dans un but pratique seront pour les nombreux exploitants de cette région un guide précieux pour une meilleure exploitation des eaux souterraines si recherchées.

* Ces études ont été possible grâce à l'existence d'un excellent fond topographique dressé par l'Institut Géographique National.

THE EFFECT OF LAND-MANAGEMENT PRACTICES ON * GROUND WATER

by

Henry C. BARKSDALE and Irwin REMSON **

The effect of various land-management practices on soil properties and soil erosion, on climate, and on soil moisture, surface runoff, and ground-water supply, is a large and complex subject — one that has already filled many books and one that unquestionably will fill many more. This paper deals briefly with certain aspects of the subject as it relates to the replenishment and discharge of ground water. In addition to being one of the most complex phases of the subject, the ground-water phase is one of the most controversial. Obviously, then, this brief paper cannot settle many of the existing questions, but it comments on a number of the most significant points.

The effect of land-management practices upon the available supply of ground water depends upon the geology, topography, soils, and climate of the area under consideration. Subject to these controls, land-management practices may have significant effects upon the accumulation and depletion of ground water. The practices help to determine what part of the precipitation (either natural or artificial) will reach the land surface, the quantity of water that infiltrates the ground, the part of the infiltrated water that reaches the water table, the available ground-water storage, and the magnitude of the water losses from the underground reservoir. The relative importance of these five factors and, indeed, of land-management practices themselves insofar as ground water is concerned, will depend upon the nature of the area under consideration.

Effect upon precipitation reaching land surface

One factor in land management is the determination of the type of vegetative cover, its control by cultivation, and sometimes its removal at seed time and harvest. The presence or absence of vegetation, as well as its type and density, help to determine what part of the precipitation will reach the land surface as through-fall and stem-flow, and what part will be intercepted by vegetal surfaces and litter and subsequently evaporated. The relative importance of interception depends largely upon the climate because the percentage of precipitation that is intercepted and retained on the foliage and litter decreases with the intensity and duration of each storm. The effects of interception are generally relatively greater for small storms.

Two factors besides the size of the storm help to control the effect of interception upon the ground-water supply; both of them tend to decrease that effect. First during and soon after a rainfall there is usually enough water available to satisfy the potential evapotranspiration or water-vapor capacity of the atmosphere (Thornthwaite, 1948). If part of this is satisfied by the evaporation of intercepted water, there will be less need for transpiration or for evaporation from the soil.

Thus, the intercepted water is not completely «lost» because it acts to decrease the amount of water leaving the soil by evapotranspiration. Furthermore, it should be pointed out that the storm of short duration and low intensity, for which interception is apt to become relatively important, is unlikely to satisfy — not to say exceed — the moisture deficiency of the soil. Consequently, in most such storms there probably would be little or no gravity drainage and ground-water recharge even had there been no interception. However, all antecedent precipitation will affect the moisture level and influence to some extent the quantity of water recharged in subsequent storms. All things considered, it seems probable that the effect of land management upon ground water through its influence upon interception and the part of precipitation that reaches the land surface is generally small.

* Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey.

** Hydraulic engineer and geologist, respectively, Ground Water Branch, Water Resources Division, U. S. Geological Survey, Trenton, N. J.

Effect upon infiltration

Land-management practices probably have their greatest effect upon ground-water accumulation because of their influence on infiltration. Any water that reaches the aquifers must first infiltrate either the land surface or the beds of influent surface-water bodies. Land-management practices that help to maintain the infiltration capacities of these surfaces at a high level are more favorable to the accumulation of ground water than practices that result in reduced infiltration capacity. The larger storms are those most likely to satisfy and exceed the soil-moisture deficiency, so that substantial ground-water recharge can occur — if the infiltration capacity is sufficient to prevent loss of most of the water by surface runoff.

Land-management practices may promote the entry of water into the soil in two ways. First, they may maintain the soil structure in a condition that favors high infiltration rates. Second, they may delay and interrupt surface runoff and allow more time for infiltration. In general, practices that improve the soil structure and thus the crop yields of agricultural lands also improve the infiltration capacity. Some of these are formation and maintenance of good soil aggregation by crop rotation, incorporation of organic matter in the soil, and protection of the soil against raindrop compaction and erosion by means of mulches and cover crops. In some cases sustained infiltration may be facilitated by subsoil plowing to break up plow soles and hardpans. The delay of surface runoff over agricultural land is accomplished by such practices as cover cropping, strip cropping, contour plowing, and terracing. The detailed application of these land-use practices need not be discussed here, but it is important to point out that their over-all effectiveness so far as ground water is concerned — that is, the total quantity of water which, after absorption by the soil, is stored beneath the water table — is limited fundamentally by the geology, topography, and soil type. The most that land-management practices can accomplish is to increase the infiltration capacity of the soil until the total infiltration equals the total capacity of the underlying rocks to absorb and store water and to transmit it away from the area.

In forested areas, natural forces tend to maintain the infiltration capacity of the soil at a higher level than in even the best managed adjacent agricultural lands. This was borne out strikingly by experience at Seabrook, N. J., where almost a billion gallons of cannery waste water is disposed of annually by irrigation from large sprinkler nozzles in a wooded area of approximately 260 acres. In describing the experiments at Seabrook, Thornthwaite (1951) stated: "Any land that had been tilled would become saturated and soupy to plow depth after two inches of water had been applied. At the same time, adjacent oak-pine woodland which had not been plowed took 56 inches at the rate of 6.3 inches per hour without becoming saturated. This area received more than 150 inches in 10 days with still no sign of being satisfied". The marked difference in the infiltration capacities of tilled soils and untilled woodland is a phenomenon that is partly due to the destruction of soil aggregates and plant and animal channels by cultivation. It is also partly due to the formation of plow soles and to the destructive effects of raindrop compaction and puddling in agricultural fields.

To some extent, of course, the greater infiltration in the untilled woodland may be offset by the greater water use by woodland vegetation. This effect, which is especially significant in areas of low annual precipitation, must be considered at any time that forestation is considered as a means of soil or water conservation (Coleman, 1953).

Careful management and continued effort are usually required to maintain the infiltration capacity where ground-water bodies are recharged by flooding. Much effort may be required to break up and remove the deposits of clay, silt, and organic matter that form on the bottoms of the ponds and canals. When the depths of flooding are shallow and marsh plants can grow, the need for maintenance work may be reduced (Barksdale and DeBuchananne, 1946). On the other hand, at Seabrook, N. J., where recharge water is applied by sprinkling, no soil management has been necessary. The organic matter in the water is removed by biochemical action in the soil. The accelerated soil-forming processes and plant growth that accompany the irrigation seem to maintain and may even increase the infiltration capacity of the forest floor. Some parts of the Seabrook waste-water spreading area have received 4,000 inches of water during the last 4 years and have suffered no apparent diminution of infiltration capacity. Gradual changes in soil structure

over a longer period may produce adverse effects, but present indications suggest improvement rather than deterioration of the infiltration capacity.

The effect of specific land-management practices will vary widely from place to place. Where there are frequent small storms and gentle slopes, the soil may be able to absorb all or nearly all the water that falls. In areas of intense precipitation, the infiltration capacity becomes a more critical factor. In areas where the surface and near-surface materials are relatively impermeable, land management may do relatively little to improve the infiltration capacity, or at least to increase the net recharge.

Land-management practices can increase the infiltration capacity of an area. They cannot, however, materially affect such other dominant factors in the determination of net ground-water recharge and surface runoff as the topography and the nature of the earth materials between the soil and the water table, and below the water table. An example of the relative importance of these other factors, insofar as ground-water recharge and rainfall are concerned, may be drawn from a comparison of some of the discharge relationships between two watersheds less than 100 miles apart in New Jersey. The Great Egg Harbor River drains a gently sloping area of 56.3 square miles where the materials from the land surface to the water table and far below it are sandy and porous. The infiltration capacity is high, and the storage capacity of the materials is very high. Ground-water yields are large and sustained. Direct runoff from precipitation rarely if ever occurs, except from relatively small areas of saturated soil near the stream channels.

In contrast, the Neshanic River drains an area (25.7 square miles) of moderately steeper but still gentle slopes, beneath which are relatively tight soils underlain by consolidated shales and sandstones of very low porosity (less than 1 percent). The difference in topography is not great enough to have a controlling effect on surface runoff. Climatic conditions are similar to those in the Great Egg Harbor River watershed. The infiltration capacity is moderately high and probably does not limit the absorption of any but perhaps the most intense precipitation, but the capacity of the underlying materials to store water is very small. As a result, ground-water yields are low, and the total ground-water storage is small. As a further result, a major part of the precipitation that falls in moderate to large storms runs off across the surface because the total capacity of the soil to absorb water is limited by its capacity and that of the underlying materials to store water and transmit it away from the surface. During such storms a considerable part of the total drainage area where the water table is normally within 8 or 10 feet of the surface becomes saturated, so that subsequent rainfall must run off.

Land-management practices such as crop rotation and contour plowing are more generally applied in the Neshanic watershed than in that of the Great Egg Harbor River. Nevertheless, a much greater portion of the total precipitation runs off directly. The average total rate of discharge for the two streams for the period from 1930 to 1951 is not much different, 1.51 cubic feet per second per square mile of drainage area for the Neshanic and 1.34 cubic feet per second per square mile for the Great Egg Harbor River.

The maximum and minimum rates of discharge for the Neshanic are 231 and 0.008 c. f. s. per square mile, respectively, a ratio of almost 29,000 to 1. For the Great Egg Harbor River the maximum is 25.6 and the minimum, 0.34 c. f. s. per square mile, a ratio of only 75 to 1. No conceivable program of land management could materially change these ratios because the factors that produce the widely varying rates of discharge are not factors that can be affected greatly, if at all, by land-management practices.

Effect upon the portion of the infiltrated water that will reach the water table

Veihmayer in 1939 stated that "... when a certain amount of water is applied to a given volume of soil, that amount of water if less than the amount required to bring all of the soil to field-capacity, wets only a certain depth of soil to its field-capacity, and then movement practically ceases. To secure further penetration more water must be applied." Thus, if the amount of water that infiltrates the soil is less than the moisture deficiency of the soil, there will be little or no ground-water recharge, depending upon whether large openings such as cracks or root and animal holes are present. Substantial ground-water recharge commences when the entire soil column has been brought to field capacity, so that gravity drainage through the soil to the water table can occur. Land-management practices that reduce

evapotranspiration and, therefore, soil-moisture discharge thus tend to favor ground-water accumulation.

Dust mulching by frequent shallow cultivation is one way to reduce evapotranspiration and soil-moisture deficiencies in agricultural lands. It reduces transpiration by destroying useless vegetation. It tends to reduce evaporation directly from the soil because the dry surface layer has low capillary conductivity and water cannot be conducted rapidly through it from below. The effectiveness of such a layer in preventing evaporation was observed experimentally at Seabrook, where a drum of soil was allowed to stand exposed for 3 months in a steam-heated laboratory. The loose surface soil was air dry at the end of the period, but a tensiometer showed that the soil was at field capacity only 6 inches below the surface.

During the summer of 1953, soil-moisture resistivity blocks were observed in two fields near Seabrook to obtain qualitative information about the combined effects of elimination of vegetation and dust mulching. The resistances on significant dates are given in table 1. Field 2 had been in pasture for several years and was used for grazing cattle throughout the period of study. On June 11, 1953, field 1 contained a pea crop. There had been moderate to heavy rainfall on June 7, 8, 9, and 10 and the soil in both fields was at or near field capacity. Had there been a moderate rain on that day both fields probably would have contributed water to the water table about equally. By June 25 both fields had lost water. The shallow-rooted pea crop took most of its water from the upper foot of soil. The deeper-rooted pasture grasses drew water from the upper 2 feet of soil. These moisture determinations made on the two fields suggest that at this time a 2-inch rain probably would have satisfied the soil-moisture deficiency and permitted some ground-water recharge from field 1 but not from field 2.

At the beginning of July, field 1 was harvested and plowed. It was harrowed occasionally after that. By July 16, striking differences between the moisture contents of the two fields had developed. The moisture content of the upper layers of field 1 had risen, partly at the expense of the lower layers and partly as the result of occasional rainfall. At the same time, the moisture deficiency at all levels in the pasture continued to increase. On July 16, a 2-inch rain certainly would have satisfied the soil-moisture deficiency and produced some ground-water recharge in field 1. Probably even a 4-inch rain would not have satisfied the soil-moisture deficiency in field 2.

TABLE 1
Soil-moisture block resistances, in ohms, in two fields near Seabrook, N. J.
(Higher resistances denote drier soil)

Depth in feet	June 11, 1953		June 25, 1953		July 16, 1953	
	Field 1	Field 2	Field 1	Field 2	Field 1	Field 2
1/3	900	1,310	27,500	19,900	9,500	35,000
2/3	820	1,010	10,800	11,000	5,900	60,000
1	340	1,300	1,320	7,600	2,300	47,000
1-1/2	440	1,070	950	3,600	2,100	57,500
2	310	1,310	490	2,750	750	6,700
3	510	840	550	860	750	1,060
4	800	1,000	800	900	860	920

The observations in these two fields confirm the generally accepted belief that evapotranspiration plays a major part in the depletion of soil moisture during the growing season. They suggest that if ground-water recharge were a primary reason for land management, the best results might be obtained by denuding the area and maintaining a dust mulch. Obviously, however, such a procedure on a large scale would be undesirable and unsound for many reasons such as accelerated soil erosion and uncertainty as to whether the dust mulch could be successfully maintained on unprotected soil.

A change in the type of vegetative cover is another land-management practice that may sometimes be used to control water losses from the soil zone and thus, to some extent, the ground-water recharge. It has been observed that, when forests are cut down, the water table rises substantially in areas of low ground-water mobility (Wilde, Steinbrenner, Pierce, Dosen, and Pronin, 1953). A major reason for this is that the root systems of many trees extend to considerable depths, so that large moisture deficiencies can be created in the soil. For example, it has been demonstrated that the loblolly pine can reduce the moisture in the upper 5½ feet of the soil to the permanent wilting percentage, whereas most agricultural crops will reduce only the upper foot of soil to the permanent wilting percentage (Hoover, Olson, and Greene, 1953).

Near the end of a dry period in 1953 tensiometer readings were made at 1-foot intervals through the entire unsaturated profile in a woodland area near Seabrook, N. J. The water table is at a depth of about 17 feet. The expected surface drying resulting from evapotranspiration occurred down to the 4-foot level, which seemed to be approximately at field capacity. From 5 to 8 feet, however, the tensiometers showed progressively drier conditions. Investigation disclosed that the reason for this apparently anomalous condition was the presence of a clayey layer at the 8-foot level, and of an oak tree which had extended its root network along the relatively moist zone that normally existed just above the top of the clayey layer. During the dry period, the oak had withdrawn water from this zone until a deficiency existed.

The tendency of deep-rooted trees to retard ground-water recharge in the fashion described above should be considered not alone but in the light of other effects of trees upon infiltration. In areas of ample precipitation this tendency may be more than counterbalanced by the increased infiltration capacity, increased surface retention, and decreased direct runoff and erosion that may result from forest cover. The effects of geology, soils, climate, and topography must all be considered in appraising the total effect upon ground water of any land-management procedure involving changes in vegetative cover.

Effect upon available ground-water storage

The establishment of small ponds and the drainage of marshland are among the land-management practices that may affect the available storage space for ground water beneath an area. In August 1953 the floodgates were opened in a small dam near Seely, N. J. The level of the pond, which is about 2,000 feet long, was lowered more than 4 feet. As a result, in the course of the next several weeks the water level in a well 560 feet from the pond fell 1.5 feet. The specific yield of the aquifer is about 30 percent, so that obviously several million gallons of ground water was being drained from the aquifer in the area within a few hundred yards on either side of the pond. Thus, it can be appreciated that the impounding of this small surface-water body resulted in the storage of a substantial amount of ground water. In many and perhaps most areas this would be considered advantageous; in others, particularly areas of heavy precipitation, it might be better to allow the drainage of this soil so that the storage space would be available to reduce overland flow and erosion. Where the aquifer materials have large specific yields, the judicious placement of small dams can result in substantial increases in local ground-water storage. On the other hand, in areas where the specific yield is low, relatively little water could be stored in the ground around such a pond. The writers have observed small farm ponds in mountainous terrain that held water perched high above the water table only because their bottoms were tight. Such ponds have very little effect upon ground-water storage or recharge.

Effect upon water losses from underground reservoirs

The use of ground water by phreatophytes of low economic value is very large in some areas, particularly in the West (Gatewood, Robinson, Colby, Hem, and Halpenny, 1950; Robinson, 1952.) Land-management practices that destroy useless phreatophytic vegetation or replace it with beneficial types may prove to be of substantial value in many places. When the supply of water is small, good management would dictate that the value of the product should determine the plants to be

grown, so that the withdrawals from the underground reservoirs would be used to the greatest advantage.

Conclusions

Land-management practices may have significant beneficial effects upon the infiltration, storage, and availability of ground water where the soil types, underlying geologic conditions, topography, and climate are favorable. Many land-management practices that tend to stabilize the soil and increase its productivity also tend to increase the recharge of the ground-water aquifers below it. Nevertheless, over broad areas, the total quantity of water that can enter the soil, pass through it to the underlying materials, and become available for useful purposes is limited much more by other factors than by land-management practices. Thus, it would appear that thorough consideration of these other factors should precede any land-management project that is intended to increase ground-water recharge — or that may affect ground water adversely even though not intended to do so.

REFERENCES

- BARKSDALE, H. C., and DE BUCHANANNE, G. D., 1946, Artificial recharge of productive ground-water aquifers in New Jersey : *Econ. Geology*, v. 41, no. 7, p. 726-737.
- COLEMAN, E. A., 1953, *Vegetation and watershed management*, Conservation Foundation, New York, Roland Press.
- GATEWOOD, J. S., ROBINSON, T. W., COLBY, B. R., HEM, J. D., and HALPENNY, L. C., 1950, Use of water by bottom-land vegetation in lower Safford Valley, Arizona : *U. S. Geol. Survey W.-S.P.* 1103.
- HOOVER, M. D., OLSON, D. F., Jr., and GREENE, G. E., 1953, Soil moisture under a young loblolly pine plantation: *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, v. 17, no. 2, p. 147-150.
- ROBINSON, T. W., 1952, Water thieves: *Chemurgic Digest*, v. 11, no. 10, p. 12-15.
- THORNTHWAITE, C. W., 1948, An approach toward a rational classification of climate: *Geog. Rev.*, v. 37, no. 1, p. 55-94.
- THORNTHWAITE, C. W., 1951, Agricultural climatology at Seabrook Farms: *Weather-wise*, v. 4, no. 2, April.
- VEIHMEYER, F. J., 1939, The validity of the assumption that it is possible to produce different moisture-percentages in field-soils: *Am. Geophys. Union Trans., Report of the Comm. on Physics of Soil Moisture*, 1938-39, p. 544.
- WILDE, S. A., STEINBRENNER, E. C., PIERCE, R. S., DOSEN, R. C., and PRONIN, D. T., 1953, Influence of forest cover on the state of the ground water table: *Soil Sci. Soc. Proc.*, v. 17, no. 1, p. 65-67.

LA GEOLOGIE ET LA GEOPHYSIQUE POUR LA RECHERCHE DES EAUX SOUTERRAINES SUR LA PLAINE DE LA MARSILIANA *

par

Ing. Antonio MANFREDINI

Résumé

Dans le but d'illustrer la contribution que le Service Géologique Italien est en train de porter actuellement à l'hydrologie souterraine, on décrit dans ce rapport l'application de la recherche géologique et géographique sur la plaine de la Marsiliana (Orbetello) maintenant en cours de transformation par les soins du Consortium pour la Maremme et pour le Fucino.

* * *

Avant-propos

Le but de ce rapport est d'exposer le projet et les procédés employés pour l'étude hydrologique effectuée par le Service Géologique italien sur la plaine de la Marsiliana, dans la Commune d'Orbetello.

Cette étude fait partie d'une série de recherches sur l'hydrologie souterraine dans les plaines italiennes, en cours depuis plusieurs années. Le Service Géologique a le dessein d'étendre systématiquement ses recherches à toute zone semblable, afin de contribuer au développement rationnel des cultures irrigables, dans le cadre de la réorganisation de l'agriculture italienne.

Cette étude a été choisie de préférence à d'autres, car son étendue assez modeste a permis d'épuiser en peu de temps l'étude des différents aspects du problème, et par le fait que ses caractéristiques particulières se prêtent assez bien à l'exposition des critères de recherche et des procédés de travail à employer.

La plaine de la Marsiliana (fig. 1 et 2) s'étend au nord-est d'Orbetello le long des premiers 11 km de la Via Maremmana. Quelques-uns des puits poussés jusqu'à la profondeur de 80 m avaient signalé la présence d'eau assez abondante dans le sous-sol; on savait cependant que ces nappes aquifères ne s'étendaient pas uniformément sous toute l'étendue de la plaine, car pendant le forage de certains puits on avait rencontré des terrains stériles.

Dans le but de préparer convenablement un programme de forage, propre à alimenter d'eau d'irrigation, autant que possible, toute la plaine de la Marsiliana, il semblait nécessaire de reconstruire, d'une façon complète et même tout au moins schématique, la circulation de l'eau souterraine ainsi que les bassins versant qui alimentent ces nappes souterraines.

Il était donc indispensable de se rendre compte soit de la provenance soit de l'apport annuel de l'eau des nappes phréatiques, pour parvenir à évaluer avec un bon degré d'approximation, entre quelles limites on pouvait compter pour un soutirage complet de ces réserves d'eau.

Ces problèmes ont été réalisés au moyen d'une étude géologique et géophysique, étendue à la Plaine de la Marsiliana et aux zones voisines, étude qui avait le but de reconstruire la structure du sous-sol jusqu'à la profondeur de 300 m environ ce qui suffisait amplement pour se rendre compte de l'hydrologie locale.

L'étude géologique était basée essentiellement sur la carte géologique d'Italie à l'échelle 1:100.000, en effectuant des reconnaissances nécessaires sur les terrains qui affleuraient en correspondance des collines voisines dans le but de contrôler leur emplacement exact ainsi que la nature du terrain même.

* On doit remercier le Consortium pour la Maremme et le Fucino pour les moyens largement mis à disposition du Service Géologique pour l'exécution du travail en campagne.

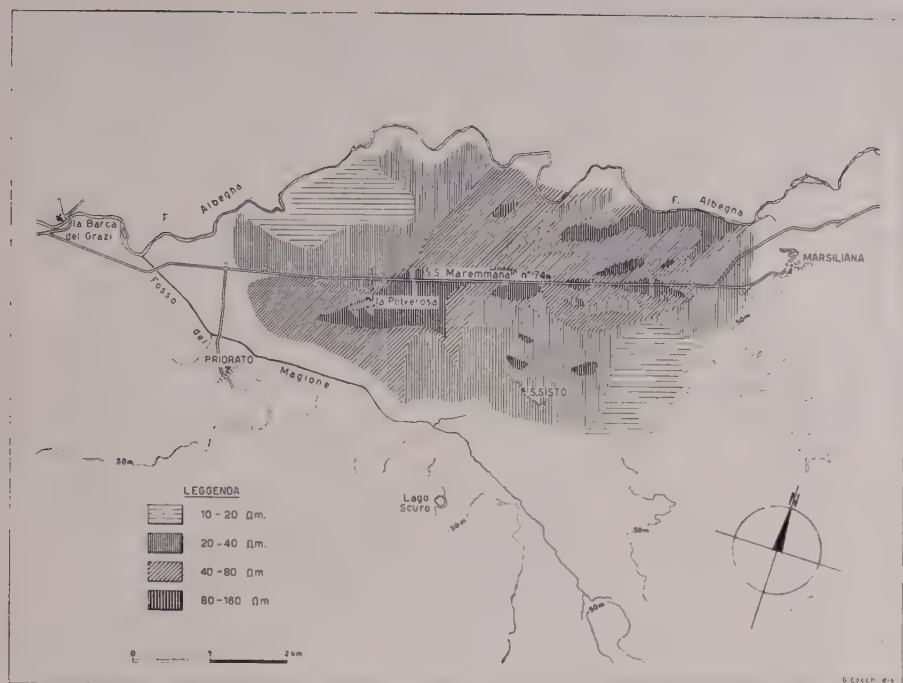


Fig. 1
Carte de résistivité

La recherche géophysique a été faite en employant les méthodes électriques de prospection, par des mesures en courant continu de la résistivité électrique du sol.

On sait que la mesure de la résistivité en courant continu se fait en introduisant dans le sol un courant de valeur connue au moyen de deux électrodes (électrodes de courant) et mesurant ensuite la différence de potentiel que ce courant produit sur deux autres points (électrodes de potentiel).

Les valeurs du courant et du potentiel ainsi mesurées permettent de calculer la résistivité électrique relative à la configuration des électrodes employés.

On appelle « profil électrique » la série de mesures effectuées en tenant constant l'intervalle des électrodes et en déplaçant, pour chaque mesure, les quatre électrodes sur une égale distance de façon à parcourir un certain alignement par des déplacements successifs; on peut ainsi mesurer les variations de la résistivité électrique du sol tout le long de l'alignement considéré.

On donne par contre le nom de « sondage électrique » à la série des mesures de résistivité effectuées en maintenant fixé en un point le centre des électrodes et en augmentant pour chaque mesure l'intervalle des électrodes de façon à intéresser chaque fois un volume de terrain plus grand que le précédent; on peut ainsi obtenir la variation des caractéristiques électriques des couches du terrain progressivement en profondeur.

L'étude géophysique de la Marsiliana a été effectuée pour 35 km de profils électriques avec un intervalle constant des électrodes de 20 m et par 57 sondages électriques, poussés jusqu'à un intervalle maximum des électrodes de 480 m de profondeur.

Aperçus géologiques et hydrologie

Le principal élément de l'hydrologie de la zone en question est constitué par le massif calcaire des monts de Capalbìo, qui s'étend entre les vallées de l'Albegna et du Chiarone; son plus haut sommet est le Poggio du Leccio.

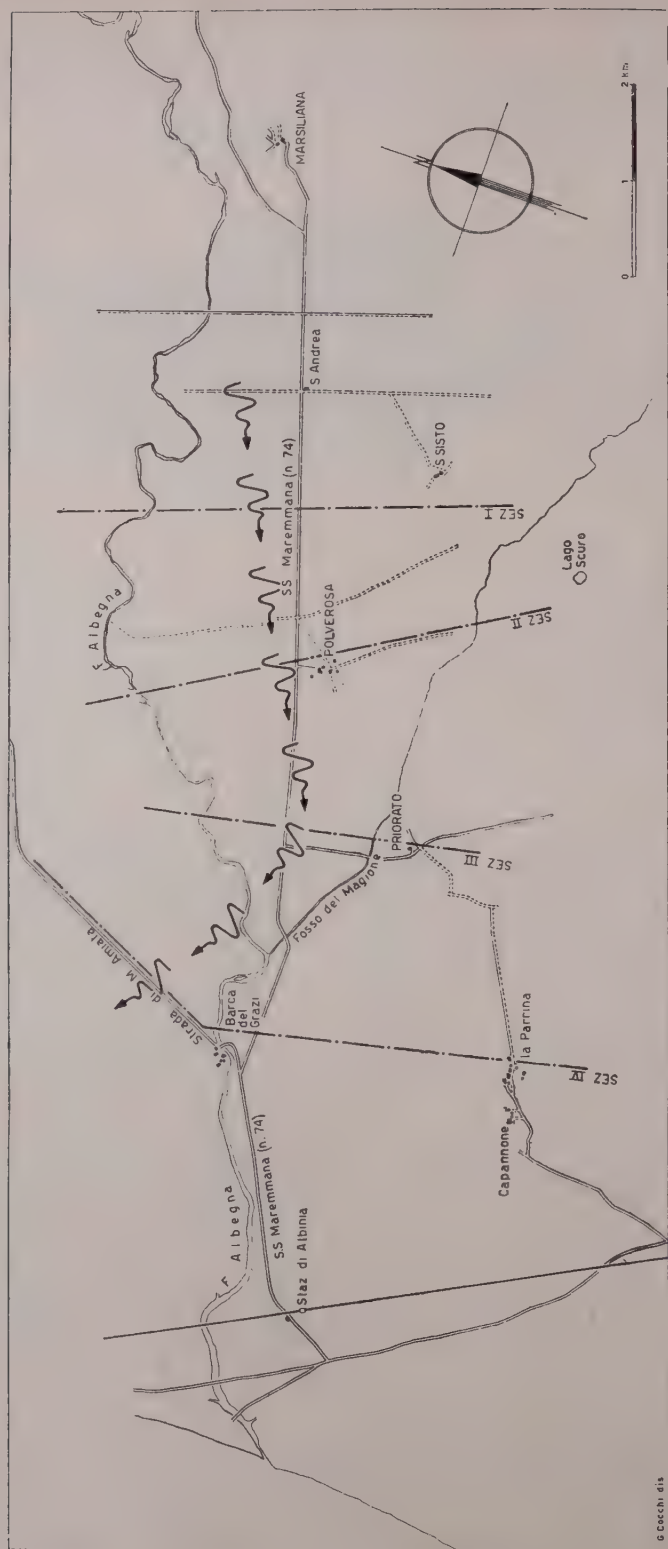


Fig. 2
Planimetric de la Marsiliana --- Sections géophysiques et lit profond.

Ces montagnes sont formées par deux couches ayant des caractéristiques lithologiques et hydrologiques bien différentes; leur base présente une formation de schistes métamorphiques avec des grès parfois quartzeux, attribués selon la carte géologique d'Italie, à l'époque permienne; sur cette base repose une formation de calcaire caverneux, parfois dolomitique, fortement fracturé et pas toujours continu, attribuables au Rhétien.

L'eau météorique pénètre dans le calcaire caverneux et descend en profondeur jusqu'aux schistes métamorphiques imperméables; tout le massif calcaire pour cette raison se remplit d'eau et peut donc être considéré comme un seul réservoir souterrain.

Le massif calcaire est entouré de terrains plus récents qui, sur la zone en question, se réduisent à trois :

- a) — formations du Miocène : sable argileux, molasses et argiles;
- b) — formations du Pliocène : argiles;
- c) — formations du Quaternaire : en général en partie alluvionnaires.

Les deux premiers sont toujours imperméables; le troisième comprend des alluvions graveleuses perméables et des alluvions argileuses imperméables.

Ces matériaux reposent sur le bord du dit massif calcaire d'où l'eau pénètre dans les alluvions graveleuses qui s'en saturent, en s'écoulant ainsi jusqu'à très grande distance du réservoir principal.

Critères de recherche et résultats de la recherche

En se basant sur ce schéma hydrologique on pouvait entreprendre la recherche selon deux différents critères :

- 1) — en cherchant de puiser l'eau directement du réservoir principal des Monti de Capalbio;
- 2) — en cherchant de tirer l'eau des couches de gravier qui sont alimentées directement ou indirectement par le réservoir principal.

La première solution présente en général l'avantage de permettre de plus forts débits sans que les ouvrages de prise d'eau puissent s'influencer réciproquement. En conséquence, pour la première phase du travail on décida d'orienter la recherche pour l'exploitation du bord du massif montagneux, dans le but de localiser les couches du calcaire caverneux de la montagne situées au dessous du terrain de la plaine. Un puits foré dans cette zone aurait traversé les terrains imperméables de la plaine, aurait atteint le calcaire aquifère, et aurait enfin capté l'eau du réservoir hydrique principal de la montagne; on aurait eu ainsi à sa disposition l'eau remontant jusqu'à lacote du niveau de base des calcaires (c'est-à-dire de 6 à 7 m au-dessus du niveau de la mer).

La recherche géophysique d'une structure de ce type ne présente pas, en général, de difficultés particulières : le calcaire aquifère est caractérisé par une forte résistivité (de 100 à 300 ohms/mètres) tandis que les terrains argileux qui se trouvent au dessous du calcaire ont une résistivité assez bien plus petite, c'est-à-dire de 10 à 30 ohms/mètres au maximum. Il s'agit donc de déceler, par des sondages électriques, une roche de base ayant une haute résistivité se trouvant au dessous d'une couche ayant une résistivité nettement plus petite.

Cependant, contrairement aux prévisions, ce critère de recherche n'a donné aucune possibilité de réalisation. En effet seulement quelques-uns des sondages électriques effectués sur les bords du massif calcaire ont décelé la présence du calcaire au dessous des terrains imperméables.

On pourrait même affirmer qu'en général le calcaire caverneux sur les bords des Monti de Capalbio s'arrête brusquement et s'étend très peu au dessous de la plaine au pied de ces montagnes.

Du reste la même caractéristique paraît se présenter aussi sur le versant sud-est de ce même massif, c'est-à-dire du côté de la zone de bonification de Capalbio; plusieurs sondages mécaniques effectués par le Syndicat agricole de la Maremma pour la recherche de l'eau sur le bord du massif calcaire Rhétien, en se basant sur l'hypothèse ci-dessus citée, ont tous manqué leur but n'ayant pas rencontré le calcaire aquifère, tout en étant poussés bien au de là de la profondeur supposée.

Outre le forage de puits il y a aussi un autre moyen pour utiliser directement l'eau du réservoir hydrique souterrain formé par le calcaire caverneux : il est représenté par les lacs de réservoir carstique.

Le niveau hydrique de base, dans les calcaires, est calculé, selon ce qu'on a dit, à environ 6-7 m sur le niveau de la mer; à cette cote le bord du massif calcaire est presque recouvert par les formations imperméables de la plaine et l'eau ne peut pas s'évader. Cependant aux endroits où exceptionnellement le calcaire est découvert à une cote inférieure à 6 m au dessous de la mer, l'eau jaillit; étant donné que l'eau ne peut s'écouler car la plaine environnante se trouve en moyenne à la cote de 10 m, celle-ci forme un étang qui présente la caractéristique d'avoir un niveau pratiquement indépendant des pluies et de la sécheresse saisonnière, par le fait qu'elle est en communication avec le réservoir hydrique souterrain de la montagne. Un exemple de lac carstique dans la zone de la Marsiliana est le « Lago Scuro » (fig. 2).

Une station de pompage des eaux de ce lac pourrait donc soutirer aisément des débits très élevés sans que le niveau du lac s'abaisse d'une façon sensible: celui-ci pourrait donc se prêter convenablement pour l'alimentation des ouvrages d'irrigation sur une vaste zone.

Ayant ainsi épuisé toutes les possibilités qui se présentaient pour l'utilisation directe du réservoir liquide des calcaires caverneux, il a été nécessaire d'étendre notre recherche aux couches de graviers alluvionnaires qui, directement ou indirectement sont alimentés en eau par le même réservoir principal.

Ces couches ont été déposées par une rivière, qui suivait à peu près le même cours du torrent actuel l'Albegna; cette première rivière a eu sa plus grande activité après la fin du Pliocène.

La vallée de la Marsiliana était à cette époque peu différente de l'actuelle en ce qui concerne les collines qui la limitent à nord-ouest et à sud-est. Dans la partie centrale, cependant, à la place de la plaine, de formation récente, on avait une vallée profondément coupée, avec des flancs assez raides; le niveau de la mer où cette rivière se jetait était forcément plus bas que l'actuel, soit au moins de 130 mètres.

Les principaux bancs de graviers sont ainsi distribués:

1) — sur une terrasse alluvionnaire sur le côté gauche de la rivière, à 25 m environ au dessous du niveau actuel de la plaine du 3 km au km 12 de la voie Maremmana;

2) — sur une probable terrasse alluvionnaire, plus profonde de la précédente, sur le côté gauche de la rivière qui va du km 1 au km 5 de la voie Maremmana et s'étend latéralement jusqu'à un kilomètre environ de la route douanière de la Parrina; la forme de ce banc n'a pas été déterminé sur toute son étendue; par des informations qui nous sont parvenues sur les puits qui puisent dans cette couche, on a lieu de croire qu'elle est composée par de couches de littoral marin ou lagunaire;

3) — on trouve enfin les terrains alluvionnaires déposés par la rivière pour combler la partie la plus profonde du lit central.

La recherche géophysique du banc de sable superficiel 1) est assez simple.

La couche superficielle d'alluvion argileuse ou de terrain agricole a une faible épaisseur; on peut même ne pas en tenir compte dans la plupart des cas.

Le gravier s'étend à une profondeur de 7 à 15 m avec des épaisseurs variables jusqu'à 18 mètres; là où le gravier est propre et la percolation de l'eau facile, la résistivité de ce banc est assez élevée (supérieure à 200 ohms/m); par contre dans les zones où le gravier est mélangé avec de l'argile la résistivité diminue.

Au dessous des terrains alluvionnaires on trouve les argiles du Pliocène ayant la résistivité uniforme de 15 ohms/m.

Le relevé géophysique a été effectué au moyen de profils de résistivité, avec un interval des électrodes constant et égal à 20 mètres. Sur la carte des résistivités (fig. 1) ainsi tracée on a distingué quatre zones:

1) — avec une résistivité < 20 ohms/m; il s'agit de terrains en prévalence argileux, ou bien tout-à-fait formés par des argiles pliocéniques affleurantes;

2) — avec une résistivité comprise entre 20 et 40 ohms/m; il s'agit de terrains alluvionnaires ayant un petit pourcentage de gravier;

3) — avec une résistivité comprise entre 40 et 80 ohms/m; il s'agit de terrains alluvionnaires comme les précédents avec un plus fort pourcentage de gravier;

4) — avec une résistivité supérieure à 80 ohms/m; il s'agit des terrains alluvionnaires ayant un fort pourcentage de gravier.

Au point de vue des effets hydrologiques, la première zone doit être carrément stérile; la deuxième et la troisième permettent une faible circulation d'eau, mais un puits alimenté par celles-ci ne peut atteindre un fort débit à moins d'augmenter d'une façon exagérée la surface des drains. Enfin c'est seulement la quatrième zone qui présente une circulation facile et se prête au forage de puits.

La recherche géophysique des couches aquifères du terrain alluvionnaire 2) est un peu plus compliquée du cas précédent.

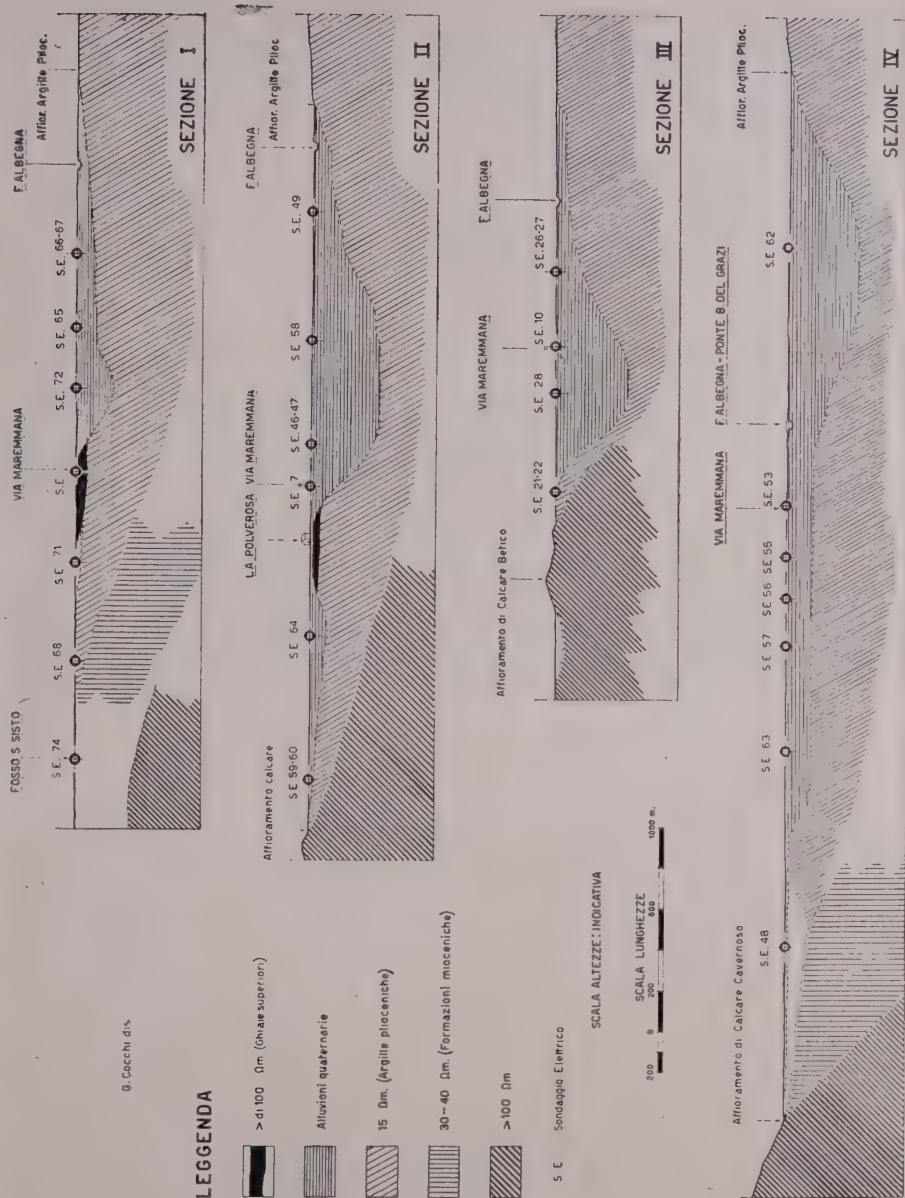


Fig. 3

Sezioni geofisiche con l'indicazione dei affioramenti sulle colline che limitano la piana della Marsiliana da nord-est a sud-est.

Les couches aquifères sont plus profondes et leur résistivité n'est pas plus grande que celle des terrains argileux supérieurs et aux argilles piocéniques situées au dessous. Ça dépend probablement du fait que ces couches sont formées exclusivement par du gravier, mais elles contiennent aussi du sable; on a aussi de bonnes raisons de supposer d'après ce qui résulte des puits creusés dans cette zone, qu'il ne s'agit pas seulement d'alluvions de rivière, mais aussi de formations de littoral marin et lagunaires.

Pour toutes ces raisons on peut déduire que les sondages électriques, tout en étant en principe du même type que ceux de la terrasse alluvionnaire 1), ont une allure beaucoup moins prononcée et que leur interprétation est, au point de vue pratique, bien moins sûre. Une partie de cette terrasse alluvionnaire apparaît à l'extrémité gauche de la fig. 3 — Sect. IV.

Les terrains alluvionnaires du lit profond 3), présentent des difficultés d'autre genre pour l'étude géophysique.

Selon ce qu'on a déjà dit et selon ce qui apparaît par les sections géophysiques, la profondeur totale de la vallée, qui a été comblée par les alluvions, est supérieure à 130 mètres; le matériel alluvionnaire qui l'a comblée n'est pas uniforme; des puits creusés on sait que sur les premiers soixante mètres existent au moins de deux couches superposés de graviers, séparées par des couches d'argile ayant une forte épaisseur.

Dans cette condition le sondage électrique ne pouvait pas faire une distinction entre les bancs successifs alternés, mais il les a détectés régulièrement comme s'il s'agissait d'un banc unique ayant une résistivité moyenne entre celle de l'argile et celle du sable.

En outre, même lorsque le sondage électrique avait signalé clairement la présence d'argiles pliocènes au dessous des couches alluvionnaires il n'était pas possible d'établir un calcul rigoureux de l'épaisseur totale des alluvions.

Malgré ces conditions défavorables, qui empêchent la connaissance de l'épaisseur et de la résistivité du matériel alluvionnaire, l'interprétation de sondages électriques pouvait fournir quelque élément utile.

Tout d'abord elle a fourni une idée assez sûre de l'allure des alluvions, c'est-à-dire elle a permis d'identifier les points les plus profonds et d'exclure en conséquence toutes les zones où les argiles miocènes sont trop superficielles pour permettre une bonne et abondante circulation hydrique.

En outre la résistivité apparente du matériel alluvionnaire a donné une idée des zones où les graviers et les argiles sont en prépondérance et en conséquence l'utilisation hydrique est plus ou moins probable.

Les résultats de l'étude géophysique des alluvions profondes sont représentées par les figures 2 et 3.

La figure 2 représente la planimétrie de la Marsiliana avec l'emplacement des sections géophysiques; la rangée de flèches ondulées représente la ligne du thalweg du lit profond.

La fig. 3 représente les quatres sections géophysiques, avec l'indication des affleurements sur les collins qui limitent la plaine à nord-ouest et à sud-est.

CRITERES ADOPTES POUR LES RECHERCHES ET L'EVALUATION CONCERNANT L'EXPLOITATION RATIONNELLE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LES POUILLES, LA LUCANIE, L'IRPINIE ET LE BAS MOLISE

par

L. ZORZI

Résumé

A la suite d'un avant-propos dans lequel l'A. cite tous les travaux de recherche hydrogéologique entrepris par l'Office pour le Développement de l'Irrigation et la Transformation Foncière dans les Pouilles, la Lucanie et l'Irpinie, il expose brièvement les divers procédés de recherche envisagés et leur validité relative selon les différentes conditions du milieu ambiant.

Il fait ensuite une description hydrogéologique du territoire intéressé par ces travaux en se référant aux caractéristiques objectives et aux moyens employés pour ces recherches.

Il expose les programmes et les développements de ces recherches sur trois zones hydro-géologiquement différentes, en faisant une analyse des données recueillies.

Tous les critères possibles pour l'évaluation des ressources hydrauliques souterraines et les travaux qu'on a jugé utiles, à la suite des résultats des recherches, pour arriver à une exploitation rationnelle sont ensuite exposés en se référant aussi, tout particulièrement, aux difficultés qui ont été rencontrées pour établir la répartition graduelle nécessaire pour l'exploitation des eaux.

* * *

Avant-propos

Les études et les travaux que « l'Ente per lo sviluppo dell'irrigazione e la trasformazione fondiaria » (Office pour le développement de l'Irrigation et de la Transformation Foncière) a entrepris dans les Pouilles, la Lucanie et l'Irpinie pour la recherche et l'utilisation des ressources hydrauliques souterraines dans le territoire placé sous sa juridiction et dans le Bas Molise, ont demandé un important effort pour résoudre des problèmes assez difficiles concernant la préparation et la mise au point des enquêtes et des systèmes de recherches devant être adoptés dans des zones hydrogéologiquement assez différentes les unes des autres.

A la suite des enquêtes préliminaires effectuées, de nouvelles difficultés même plus grandes se présentèrent au moment de fixer le programme des ouvrages à entreprendre pour une exploitation rationnelle des eaux souterraines repérées, soit pour ce qui concerne la complexité du problème technique, soit pour ce qui a rapport à la coordination des subventions de l'Etat et à la discipline des initiatives privées.

Cette activité est en plein développement.

Des essais systématiques sur la nappe karstique profonde des provinces de Bari, Brindisi, Lecce et Tarente financés par la Caisse du Midi sont actuellement en cours, ainsi que la recherche d'eaux souterraines par les soins des Consortiums de la Section Spéciale pour la Réforme Foncière.

Le 1^{er} mai 1954 des recherches géophysiques sur un territoire d'environ 400.000 hectares ont été effectuées : plus de 1000 puits, d'une profondeur comprise entre 50 et 500 mètres, ont été forés ; la profondeur totale de ceux-ci se monte à 45.000 mètres environ. Actuellement plus de 60 chantiers de forage travaillent en même temps, pour une profondeur mensuelle d'environ 3000 mètres de perforation ; une équipe continue les recherches géophysiques dans les Abruzzes et, par des enquêtes nombreuses et approfondies, on est en train de relever toutes les caractéristiques hydrogéologiques des zones intéressées.

On doit aussi rappeler que précédemment à l'activité de l'Office pour le

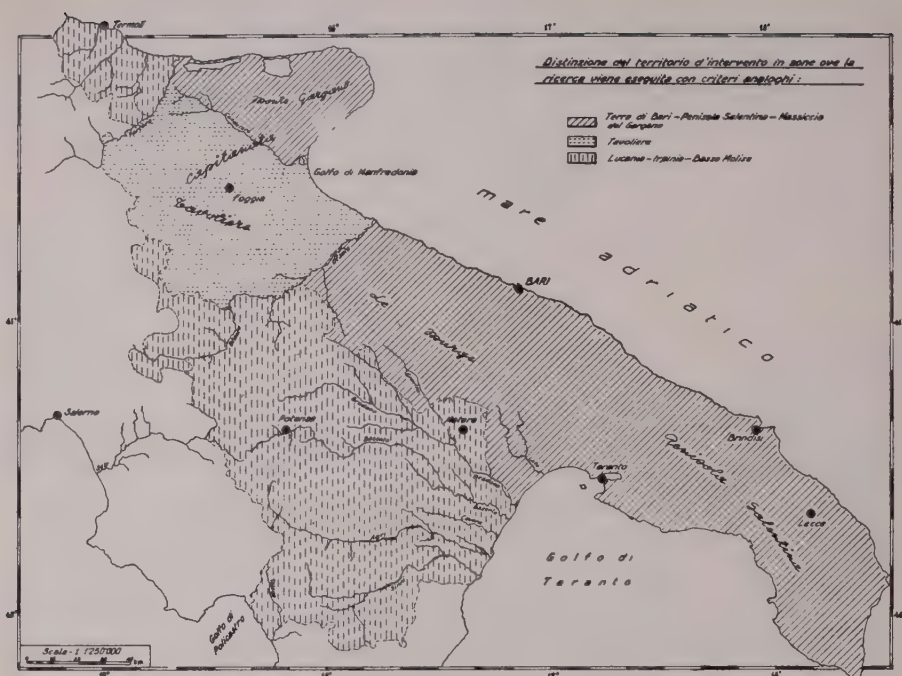


Fig. 1

Développement des Pouilles (1950) le Service Hydrographique italien, l'Ente (Office) Autonomo Acquedotto Pugliese et de nombreux savants avaient déjà effectué des enquêtes intéressantes et des observations sur l'hydraulique souterraine, surtout dans les Pouilles : ces études cependant avaient en général un caractère plutôt scientifique, ou bien concernaient des manifestations localisées. On ne disposait pas encore de ces éléments que seulement des recherches systématiques et organiques conduites en suivant des essais directs pouvaient donner : ces éléments étaient d'autre part nécessaires aussi pour établir un cadre suffisamment exact des conditions, extrêmement différentes, des divers territoires sur lesquels l'Office pour le Développement des Pouilles devait entreprendre ses travaux ; la connaissance de ces conditions était d'ailleurs indispensable afin de pouvoir caractériser et préparer les programmes pour une exploitation graduelle et rationnelle de toutes les ressources hydrauliques souterraines.

La nécessité d'obtenir rapidement quelques résultats d'orientation (ceci surtout par le fait qu'il était urgent de donner à la Section Spéciale pour la Réforme Foncière les normes et les limites d'un approvisionnement possible en eau potable en certaines zones dispersées du territoire appartenant à la juridiction de cet Office) n'a pas toujours permis de procéder par tranches et judicieusement selon le programme qu'il aurait été bon de suivre. Les exigences de caractère pratique ont ainsi conduit à laisser de côté certains aspects de la recherche pure qu'il aurait été nécessaire de mieux approfondir dans d'autres conditions.

De toute façon, étant donné que la présence des ressources hydrauliques souterraines assez considérables avait été signalée dans ces régions ainsi que l'importance des résultats obtenus jusqu'à présent par cet Office, on a jugé convenable de résumer brièvement le développement de ces travaux afin que les savants et les techniciens en prennent connaissance et puissent éventuellement conseiller, d'après leur expérience particulière, une conduite plus convenable pour l'exécution des travaux, encore assez longs et lourds, que l'Office est appelé à effectuer dans ce secteur.

En particulier, après quelques brèves considérations sur les différents procédés de recherches et sur la validité relative aux différentes conditions des lieux, on exposera certains critères que l'Office pour le Développement des Pouilles a cru convenable d'adopter pour le développement successif des recherches et pour l'utilisation des eaux souterraines dans les Pouilles, la Lucanie, l'Irpinie et le Bas Molise.

On a donné une juste importance à ces visites seulement après que le soin des recherches hydrauliques ait été confié à des techniciens doués d'une bonne culture et d'une grande connaissance spécifique. Par le passé cette activité était généralement réservée exclusivement aux rabdomanciens et aux radiesthésistes appelés par les agriculteurs : ces spécialistes, travaillant isolément, se contentaient de résoudre des problèmes de modeste importance. C'est seulement pour certaines recherches plus importantes que l'on avait recours à des techniciens spécialisés dans la science hydrogéologique, mais leur travail restait souvent dans le domaine de la théorie pure.

Le nombre des géologues et des ingénieurs spécialisés dans cette matière où la préparation théorique doit être complétée par l'expérience acquise au cours de ces travaux effectués dans des conditions hydrogéologiques les plus différentes n'est pas encore suffisamment élevé. Seulement celui qui, au cours de la visite sur les lieux, prédispose la recherche et suit le travail est à même de contrôler au fur et à mesure et dans des milieux les plus variés, ses propres intuitions et pourra, par conséquent, corriger, perfectionner et affiner ses propres méthodes de recherche : lui seul pourra ainsi avoir la préparation nécessaire pour atteindre des résultats probant et satisfaisants.

La visite des lieux représente la « prise de contact » du prospecteur avec le terrain sur lequel la recherche doit être effectuée et se développe au fur et à mesure que les caractéristiques hydrogéologiques générales de la zone en question ont été minutieusement étudiées « au bureau » en examinant les relevés de toutes les données concernant le problème à envisager et les autres études déjà existantes sur cette question.

Dans la première phase de la visite on effectue une reconnaissance du sol dans le but de connaître la morphologie de la zone afin de pouvoir surtout repérer les formations qui souvent peuvent être susceptibles d'accumuler l'eau.

Au cours de la phase suivante on effectue le contrôle et l'intégration de la carte géologique ou bien, à défaut de celle-ci, le relevé géo-lithologique des zones repérées au cours de la phase précédente ; la reconnaissance et l'examen de toutes les manifestations aquifères dans la zone (sources, puits, etc.) sont ensuite développés.

Enfin on effectue la coordination de toutes les données relevées, dans le but d'établir, sur le terrain, la base du programme de travail.

La visite préliminaire sur les lieux, ne pourra évidemment pas établir la résolution définitive du problème hydrogéologique, mais devra être considérée comme nécessaire pour chaque recherche systématique : cette visite pourra donner une orientation pour la meilleure préparation des travaux à venir, elle pourra fixer le choix des moyens les plus convenables à employer et enfin permettra la corrélation des données relevées par les recherches directes.

b) Prospection géophysique

Il s'agit d'un système moderne de recherche par le relevé de la tectonique locale en examinant comment se propagent, sur les différentes formations rocheuses, des ondes sismiques et élastiques, ou bien la variation du champ de gravitation par rapport à la distribution des masses.

Parmi les différentes méthodes de prospection géophysique, c'est la méthode électrique celle qui est employée normalement pour les recherches hydrogéologiques en raison de ses caractéristiques particulières.

La géophysique a trouvé depuis quelques années un emploi pratique dans les diverses applications techniques : depuis peu seulement on a employé ce système même pour les recherches hydrauliques.

Comme toutes les innovations techniques, même la géophysique a été accueillie avec des réserves et du scepticisme : la convenance de son emploi pour les recherches hydrologiques est encore aujourd'hui très discutée, l'insuccès en certains cas ayant eu une large répercussion. Les résultats négatifs obtenus doivent être attribués au fait que la géophysique a été souvent employée par des techniciens incapables et dans des conditions locales peu favorables, en ayant l'illusion de pouvoir obtenir des éléments que ce système ne pouvait absolument pas fournir.

Malgré cela la géophysique s'est à présent imposée pour les recherches minières et a donné de très bons résultats même pour les recherches hydrogéologiques. Certainement ces systèmes de recherche seront encore à perfectionner soit pour la plus grande expérience acquise, soit pour la contribution que le progrès continu dans d'autres secteurs de la science et de la technique apportent à la géophysique.

On a des raisons de croire que l'emploi de la géophysique pour la recherche des

eaux souterraines est actuellement possible et convenable dans les cas où la connaissance de la tectonique revêt une grande importance ; en effet ce système permet le repérage, avec une grande approximation des couches relatives à des formations très différenciées (par. ex. les alluvions, les argiles, les calcaires), tandis qu'il ne donne aucun renseignement sur l'hydraulique souterraine : c'est-à-dire, sauf dans des cas tout particuliers, il ne signale pas la présence de l'eau dans les différentes formations ni, d'autre part, n'indique les caractéristiques qualitatives et quantitatives des eaux qui se trouvent dans le sous-sol.

Pour arriver à connaître l'hydrogéologie du territoire à examiner, la recherche géophysique doit, par conséquent, être complétée par le forage de puits de contrôle qui permettent de se rendre compte des conditions hydrauliques par des essais de soutirage d'eau et par le « tarage » des relevés géophysiques : c'est-à-dire, sauf dans des cas lithologique direct des formations qui ont été déterminées, par la géophysique, seulement selon des masses de résistivités différentes.

De tout ceci il résulte que la géophysique trouve un emploi utile seulement pour de vastes zones où l'hydraulique souterraine dépend de conditions fondamentalement uniformes et est caractérisée par une succession de stratifications géophysiquement bien différenciées.

A ce propos on peut remarquer que, par exemple, une prospection géophysique pour la recherche hydrogéologique dans les alluvions le long du lit et dans la zone du delta d'une rivière, développée sur une surface de 50 km² environ, coûte, à peu près, autant que six puits forés de 25 mètres de profondeur ayant des caractéristiques de construction telles qu'ils peuvent être exploités en cas de résultats positifs. Etant donné qu'une pareille recherche géophysique demande au moins quatre « forages de contrôle » il faut remarquer que, sur dix forages effectués à la suite d'une visite attentive sur les lieux, on peut recueillir normalement des éléments tout autant utiles pour se rendre compte de l'hydraulique souterraine de la zone. Dans ces circonstances, en effectuant dix puits au lieu de la prospection géophysique et quatre puits de contrôle on obtiendrait, au même prix de revient, l'avantage d'avoir quelque puits en plus pouvant être utilisé dans l'avenir, si cela était nécessaire.

Les recherches géophysiques devraient toujours être conseillées si par contre on voulait procéder à un captage concentré des eaux souterraines, car, dans ce cas, on pourrait choisir, par des éléments certains, la position la plus convenable pour une batterie de puits ou pour un barrage souterrain.

Cet exemple veut expliquer la nécessité d'examiner, même dans des conditions locales favorables, la convenance de la recherche géophysique, car il est peut être hasardeux d'affirmer, selon ce qu'on dit quelquefois, que la prospection géophysique, dans tous les cas, est plus économique et plus utile que des recherches directes par des sondages. Une intervention géophysique quelquefois peut se révéler utile même après avoir effectué une campagne de forages, étant donné que celle-là, en se fondant sur les relevés exécutés au cours des recherches préliminaires directes, peut permettre d'arriver à une corrélation stratigraphique et hydraulique qui permette de repérer les disponibilités hydrauliques souterraines et de délimiter l'éventuelles zones hydrogéologiquement anormales.

La prospection géophysique constitue un moyen valable pour la recherche des eaux souterraines : cependant ceux qui l'emploient ne doivent pas oublier ce que ce système peut donner et ce qui d'autre part doit être laissé à d'autres moyens de recherche.

c) Forages

En négligeant l'intervention des rabdomanciens, le forage constituait, par le passé, l'unique système de la recherche hydraulique, dans l'opinion que « le meilleur géologue c'est la sonde ».

En réalité il est bien vrai qu'avec le forage on peut se rendre compte exactement de l'hydrogéologie du sol, mais d'autre part on ne peut affirmer actuellement que ce système représente l'unique moyen et le plus complet pour ces recherches.

La préparation moderne des recherches hydrogéologiques qui intéressent de vastes zones ne diminue pas l'importance des recherches directes ; seulement, dans le but surtout d'une utilisation rationnelle des ressources hydrauliques souterraines, on doit considérer en même temps, la nécessité absolue de compléter la recherche directe par d'autres recherches indirectes attentives et soignées au moyen de visites « in situ » complétées, selon les cas, par des éventuelles prospections géophysiques.

Même pour des raisons économiques il n'est pas admissible d'effectuer des forages

de recherche, toujours assez coûteux, si tout d'abord on a pas individualisé, par des observations préliminaires, les caractères généraux de la région et les lieux convenant le mieux aux recherches indirectes.

Une connaissance, même générale et vague, des caractéristiques du sous-sol de la zone prévue pour les recherches est d'ailleurs nécessaire même pour avoir une orientation pour les moyens les plus convenables pour l'exécution des travaux et pour les relevés qu'on devra effectuer au cours des travaux dans le but de repérer, à la fin de ceux-ci, quelle sera la disponibilité des eaux souterraines. Le personnel exécuteur des forages doit en effet connaître quelles sont les données qu'il faut recueillir, sur quelle formation il faut travailler, quelle devra être la profondeur du sondage, etc. : ceci dans le but de préparer l'outillage nécessaire et l'emploi des systèmes de travail les plus convenables. Celui qui devra effectuer les recherches hydrogéologiques doit savoir, « grosso modo », quelle est l'hydraulique de la zone afin de pouvoir ainsi évaluer la meilleure durée des pompages et les dispositions pour l'exécution des recherches.

On a constaté que, pour les vastes et complexes programmes de recherches hydrogéologiques dans le Midi, l'intervention directe a eu le meilleur succès dans le cas où l'on procède par des enquêtes préliminaires indirectes attentives et intelligentes.

Il est superflu de souligner l'importance du fait que les forages pour les recherches soient effectués soigneusement, avec prélèvement systématique d'échantillons autant que possible parfaits, en employant la technologie la plus convenable, et en prenant les mesures nécessaires pour le relevé, au cours des forages, de toutes les manifestations aquifères.

Compte tenu de la nécessité ultérieure d'effectuer les recherches hydrauliques, il est convenable d'exécuter les forages avec des caractéristiques de construction et d'emplacement de façon que l'on puisse ensuite les utiliser dans le cas où ces recherches ont donné un résultat positif.

Les soi-disant « sondages géognostiques » de petit diamètre ne semblent pas être convenables pour la recherche de l'eau, sauf dans des cas très particuliers, soit par le fait que dans les terrains alluviaux formés de gros cailloux, leur exécution est beaucoup plus difficile que les forages à grands diamètres, soit aussi pour la raison que sur ces terrains on ne peut pas faire des soutirages d'eau contrôlés qui, d'autre part, ont le plus grand intérêt aux fins de la recherche. En pratique on a observé que, même dans les cas classiques, où par le passé, les sondages se faisaient selon des petits diamètres pour les études hydrogéologiques (par ex. les puits pour le contrôle des dépressions de la couche aquifère pendant le soutirage à partir d'un puits central) il résulte que l'exécution selon des diamètres de 200 + 300 mm est plus convenable.

L'exécution des puits foncés à la main, sauf pour des profondeurs de quelques mètres, doit être écarté en phase de recherches pour des raisons techniques et de vitesse bien évidentes.

d) *Repérage hydrologique*

Par le forage on se rend compte de la présence ou non de l'eau dans les différentes formations intéressées mais on n'a pas d'éléments pour connaître les caractéristiques quantitatives et qualitatives des nappes aquifères intéressées. Il est vrai qu'on employant des mesures techniques convenables et en effectuant des observations particulières on peut avoir, même au cours du forage, la sensation des caractéristiques hydrologiques du puits, mais il s'agit de relevés intuitifs qui ne peuvent remplacer les recherches hydrologiques.

La recherche hydrologique est une opération délicate dont les modalités d'exécution varient selon les caractéristiques hydrogéologiques de la zone où les recherches doivent être faites : par conséquent il est très important, aux fins de la conduite des travaux, d'avoir une connaissance indicative de la situation locale. En effet, lorsqu'il s'agit d'étudier des nappes aquifères pauvres, il n'est pas trop important de prévoir un relevé exact de la courbe caractéristique des débits et des dépressions, mais plutôt de contrôler la constance du débit dans le temps.

Par contre lorsqu'on est en présence de débits notables, le relevé de cette courbe caractéristique est de toute importance : par conséquent le soutirage d'eau doit être effectué de façon de déterminer, avec la meilleure exactitude, les différents points de la courbe.

Pour évaluer les disponibilités hydrauliques souterraines d'une certaine région il est nécessaire « d'interpréter » les caractéristiques des forages de recherche dans le cadre des conditions hydrogéologiques générales de la zone.

Par exemple, dans l'utilisation de la nappe carstique des zones côtières de la Péninsule du Salente, il faut avoir soin que le niveau d'eau ne s'abaisse pas, pendant l'exploitation, au dessous de certaines limites, afin d'éviter un envahissement d'eau salée; par conséquent le débit maximum relevé dans un puits peut quelquefois être inférieur à celui qu'on pourrait soutirer tranquillement, dans la phase d'utilisation.

Dans d'autres cas il peut se produire qu'un pompage intense et prolongé dans un puits ait une influence sur d'autres puits voisins ou sur les sources naturelles: la recherche hydrologique ne doit pas comprendre seulement le puits examiné, mais elle peut s'étendre aussi à l'observation des phénomènes qui s'y rapportent, en effectuant, éventuellement, des pompages simultanés sur d'autres puits.

Synthétiquement on peut affirmer que le repérage hydrologique pendant les recherches des eaux souterraines consiste dans l'observation de tous les phénomènes liés au pompage et dans l'interprétation « dans le cadre du milieu hydrogéologique, des données caractéristiques acquises par d'autres recherches, directes et indirectes.

Description hydrogéologique du territoire envisagé pour les recherches

En se référant aux caractéristiques objectives et aux moyens de recherche qui en découlent, le territoire sujet à la recherche hydrogéologique de la part du Consortium pour l'irrigation peut être divisé en trois zones :

a) le territoire de Bari, la Péninsule du Salente, le Massif du Gargano (14.250 km², environ);

b) la plaine de Foggia (Tavoliere) (4.700 km², environ);

c) la Lucanie, l'Irpinie, le Bas Molise, le pied des Murges dans les Pouilles (12.000 km², environ).

Les territoires a) sont caractérisés principalement par une couche de calcaires mésozoïques fissurés qui affleurent sur presque toutes les zones considérées et sont recouvert ça et là (surtout le long des côtes) par des couches de terrains néocéniques (presque toujours imperméables) qui prennent une certaine importance seulement dans la Péninsule du Salente.

Ces masses mésozoïques, formées par des stratifications de calcaires fissurés du crétacé, dénudés et corrodés par l'action mécanique et dissolvante des eaux météoriques, forment un ensemble très perméable à l'eau : pour cette raison ces zones sont caractérisées par une hydrographie souterraine, en profondeur, très importante et par un réseau hydrographique superficiel assez réduit ou même nul.

La circulation des eaux souterraines s'explique dans les calcaires à des cotes à peine supérieures au niveau de la mer (vers lequel elle se dirige par des pentes de l'ordre de 1 à 2 ‰) et donne lieu le long des côtes, en présence de dépôts néocéniques, à de fortes sources émergentes.

Le territoire b) constitue par contre la zone de remplissage du synclinal mésozoïque qui divise l'ensemble crétacé des Murges de celui du Gargano. Il s'agit de terrains constitués par une importante base d'argiles bleues pliocéniques recouvertes, pour une épaisseur moyenne de 30 mètres, de dépôts clastiques sablo-graveleux post-pliocéniques différemment disposés, et intercalés vers l'Adriatique par des sols argileux qui en traversent la masse. Sur ces zones on remarque en conséquence une hydrographie superficielle très étendue et également une bonne hydrographie souterraine, intéressant les dépôts clastiques post-pliocéniques.

Dans les calcaires fissurés de base, qui se trouvent au-dessous des argiles bleues et détachés du restant des Murges et du Gargano à la suite de phénomènes tectoniques qui en ont causé l'effondrement en gradins en produisant par conséquent un système de failles, on trouve des eaux fortement minéralisées selon ce que des repérages récents on pu démontrer; la recherche est ainsi limitée, sauf sur les zones au marge du synclinal, aux eaux qui se trouvent au-dessus des argiles bleues.

Dans les zones c), tout en étant géologiquement différente, la recherche des eaux prend des aspects semblables étant donné qu'elle est orientée vers l'exploitation des petites ressources hydrauliques souterraines qui caractérisent ces territoires. En effet, ces zones, morphologiquement très tourmentées et tectoniquement bouleversées, sont formées par des sols de perméabilités différentes mais disposés de façon à ne pas permettre la constitution de débits souterrains réguliers d'une certaine importance.

Sur ces zones prédomine, en général, l'élément argileux : pour cette raison il en dérive dans le sous-sol une modeste pénétration d'eau et, par contre, un fort apport fluvial. Les formations calcaires, avec leurs caractéristiques de perméabilité bien

connues, qui sur les autres zones (par exemple la zone *a*) peuvent être utilement exploitées par la recherche des eaux souterraines, forment ici les territoires les plus élevés, où la recherche n'est pas convenable: les formations tertiaires du « Flysch » avec leurs différents aspects lithologiques et des couches forment, en général des ensembles imperméables qui, dans certaines conditions, permettent l'accumulation de petites nappes aquifères qui produisent les nombreuses mais modestes sources émergentes favorisées, en même temps, par la morphologie du terrain assez accidenté les petites couches clastiques post-pliocéniques, présentes le long du littoral des zones en examen, permettent au contraire des débits réguliers, même s'ils sont modestes, d'eaux souterraines.

Pour conclure brièvement, l'hydrographie souterraine irrégulière de la zone considérée présente des aspects très différents d'un point à l'autre.

Programmes et développements de la recherche

Il résulte de la brève description qui précède, que l'intervention du Consortium pour l'Irrigation s'est développée sur trois zones hydrogéologiquement différentes :

— sur le territoire de Bari, sur la Péninsule du Salente et sur le Massif du Gargano on se trouve principalement une circulation d'eau diffuse et importante dans les calcaires fracturés du crétacé, c'est-à-dire une situation hydrogéologique uniforme dans ses lignes fondamentales et variable seulement en ce qui concerne la différente quantité des eaux souterraines dans les divers points ;

— sur la Plaine (Tavoliere) de Foggia où l'on a deux circulations souterraines bien distinctes : une en profondeur dans les calcaires fracturés du crétacé qui forment la base de tout le territoire et, par conséquent, dans des conditions hydrogéologiques uniformes et l'autre, plus superficielle, dans les formations du tertiaire et du quaternaire qui recouvrent, quelquefois sur une épaisseur très forte, les calcaires fracturés. Cette circulation supérieure est discontinue et variable : elle ne peut donc être étudiée, comme la circulation carstique, par une enquête générale mais elle a besoin par contre de recherches particulières pour chaque zone hydrogéologiquement différenciée :

— en Lucanie, en Irpinie, dans le Bas Molise et sur le pied des Murges des Pouilles où l'on trouve des circulations souterraines plutôt modestes et délimitées et où la recherche doit par conséquent être établie avec des critères d'une étroite recherche locale.

Pour cette raison on a dû suivre des principes et des systèmes différents, et précisément :

a) Sur le territoire de Bari, la Péninsule du Salente et le Massif du Gargano, la circulation hydraulique souterraine est caractérisée par une situation hydrogéologiquement uniforme dans ses lignes fondamentales. La recherche, plutôt que pour l'individualisation de la présence de nappes souterraines, dont on connaît déjà l'existence (circulation dans les calcaires fissurés) est ici dirigée vers le relèvement des caractéristiques quantitatives et qualitatives en différents endroits. Au début de l'enquête entreprise par le Consortium pour l'Irrigation, l'hydrogéologie locale avait déjà été définie dans son ensemble par intuition, mais on ne disposait pas des données expérimentales nécessaires pour l'évaluation des ressources hydrauliques utilisables ; on savait en effet qu'il existait un écoulement d'eau douce vers la mer à travers les fissurations des formations crétacées, avec une influence des eaux salées de la mer sur ces couches, ainsi que l'existence au-dessous de la nappe d'eau douce, d'eaux toujours saumâtres en profondeur. Ces renseignements étaient le fruit de recherches indirectes et d'intuition évidentes, confirmées par quelque recherches directes assez incomplètes : par ces essais il n'était pas possible d'évaluer l'importance et le rapport des variations hydrogéologiques.

Etant donné qu'on devait entreprendre l'exploitation rationnelle des ressources hydrauliques souterraines locales, avant de procéder à l'exécution d'ouvrages de transformation assez coûteux, on jugea indispensable d'effectuer une étude soignée des ressources disponibles afin de fixer définitivement le programme d'utilisation.

Ainsi on donna cours, tout d'abord, au recensement exact des puits déjà construits par les particuliers pour compléter celui qu'avait été établi par le Service Hydrographique, car on était d'avis que la connaissance des caractéristiques de ces travaux aurait pu servir d'orientation pour les recherches suivantes.

Sur le territoire de Bari et sur la Péninsule du Salente on a compté plus de 500 puits ; sur le massif du Gargano par contre il n'existe aucun puits.

Pour les puits inventoriés, sauf dans très peu de cas, on n'a pas réussi à con-

naître la succession des couches et les cotes auxquelles se trouvait l'eau, ni même d'avoir des renseignements sur une présence probable de nappes au-dessus des couches karstiques ou tout au moins sur la capacité des puits. Les puits inventoriés étaient en effet abandonnés ou bien munis d'engins pour élever l'eau assez modestes. Presque jamais il ne fut possible d'effectuer des essais de pompage (avec des équipements sur véhicules à moteur préparés exprès par le Consortium pour l'Irrigation pour effectuer les repérages hydrologiques pendant la campagne des recherches) en raison du mauvais aménagement du puits. Étant donné qu'il était impossible de se rendre exactement compte de la cote où l'on trouve l'eau du puits sur la nappe, cet inventaire n'a pas permis de fournir les données d'orientation utiles qu'on espérait.

Même le relevé du nombre des puits dans les différentes zones n'a pas permis d'établir une première différenciation grossière entre les zones riches ou pauvres en eau, car on ne pouvait évidemment pas attribuer aucune valeur probatoire aux recherches effectuées par les privés sans aucune coordination logique et avec des principes souvent faux.

Le recensement des puits a permis cependant de prendre un premier contact avec l'hydrogéologie du territoire par le fait que, en même temps chez l'individualisation des puits, on a effectué soigneusement le relevé de toutes les manifestations locales qui pouvaient avoir rapport avec l'hydrographie souterraine.

En outre, au cours des travaux, la connaissance des puits existants a souvent permis l'approvisionnement de l'eau nécessaire au forage des puits de recherche, ce qui a permis de réaliser des économies sensibles sur le coût des travaux.

À la fin du recensement, on n'avait pu recueillir aucun élément particulièrement utile pour orienter la recherche des eaux; il fallait donc préparer une recherche systématique dans toutes les zones où les caractéristiques hydrogéologiques de la couche karstique pouvaient rendre possible et convenable l'exploitation des eaux pour l'irrigation.

La recherche fut limitée à des sols se trouvant à une cote inférieure à 50 — 60 mètres, car, étant donné que la nappe karstique se nivelle à peu près à la cote du niveau de la mer, le pompage au-dessus de 60 mètres n'est pas retenu, en ligne générale, comme économiquement convenable pour l'irrigation.

La recherche doit être effectuée par la méthode directe (forages et mesure du débit) par le fait que les recherches par la méthode indirecte ne pouvaient être utilement employées.

L'uniformité du phénomène hydrogéologique dans les zones choisies pour la recherche et par le fait qu'il était impossible de recueillir, par des observations au ras du sol, des éléments qui auraient pu fournir des renseignements sur les caractéristiques qualitatives et quantitatives des nappes souterraines, limitait assez l'utilité des visites sur les lieux.

Même l'enquête géophysique ne pouvait être convenablement utilisée, étant donné qu'on n'avait aucun intérêt à étudier la tectonique du sous-sol, c'est-à-dire la présence de couches calcaires et les formations qui pouvaient éventuellement se trouver au-dessus de celles-là; par contre il était utile de relever directement la puissance de la nappe « in situ », les caractéristiques chimiques des eaux et éventuellement les variations de celles-ci pendant le pompage.

La recherche géophysique pourra probablement être utile dans la zone des Murges, pour le repérage de poches d'eau peut-être existantes sur des formations calcaires compactes et imperméables. Cette recherche cependant n'a pas encore été commencée en raison de sa complexité et de son prix trop élevée.

Le Consortium pour l'irrigation a entrepris par conséquent la réalisation d'un programme organique et systématique de forages et de recherches hydrologiques, en se servant des conseils d'une Commission d'experts, formée par des Professeurs agrégés universitaires et par des hauts fonctionnaires du Service Hydrographique Central.

Les travaux, commencés en automne 1950 sur deux chantiers de la plaine de Brindisi sont à présent en plein développement par l'emploi simultané de 18 chantiers. Les zones prioritaires sont celles qui se présentaient comme les plus favorables en raison de phénomènes hydrologiques remarquables, tels que la Plaine de Trani (poche de Trani) la zone des sources émergentes de Idume, la Plaine de Tarente (source de S. Cataldo) le pied du Gargano (faille du Candelaro), etc.

Les forages sont disposés de façon à établir une maille de puits intéressant tout le territoire soumis à la recherche; ce réseau est plus étroit là où on constate des anomalies au cours des forages et est par contre plus large sur les zones où on a des

raisons de retenir que les caractéristiques des eaux, à la suite des forages, sont les mêmes sur toute la zone en question.

La distance réciproque moyenne des forages est de 4 à 7 km ; sur chaque forage on effectue des mesures de soutirage d'eau, soit au cours des travaux, dans le but de se rendre compte des caractéristiques des nappes intéressées et pour établir l'augmentation des débits pouvant être soutirés à la suite de repérages successifs des nappes d'eau, soit à la fin des travaux de forage dans le but d'établir les caractéristiques hydrologiques finales du puits.

En ce qui concerne ces recherches hydrologiques il semble utile de faire quelques remarques.

Normalement un puits qui tire l'eau de la nappe carstique permet le prélèvement de 30 à 50 litres par seconde avec des dépressions du niveau de l'eau qui varient de quelques centimètres à quelques mètres : il s'agit dans ce cas de puits riches.

Pour établir, dans ces conditions, la courbe caractéristique débits/dépressions, stabilisés en 5 ou 6 points pendant quelques heures et après avoir prolongé convenablement le soutirage sur la dernière dépression (qui sera en général la valeur maximum permise par l'aménagement de pompage dont on dispose) on peut retenir qu'un pompage continu de 15 à 20 heures soit, en moyenne, suffisant.

En effet étant donnée la grande puissance hydrologique du puits, le niveau dynamique, pendant un pompage, se stabilisera immédiatement : il serait donc superflu d'insister sur un certain prélèvement d'eau pour plus de quelques heures ; même en continuant pendant des journées entières le pompage dans un certain puits on n'aura aucune variation appréciable du débit car la nappe carstique est trop riche pour en être influencée.

Pour la même raison on a observé dans la pratique que là où le résidu salin total des eaux augmente pendant le pompage (excepté une modeste variation initiale qui se produit toujours) cette augmentation est rapide et bientôt elle atteint des limites telles à faire prévoir que ces eaux ne pourront plus être utilisées. Au contraire lorsque pour une condition hydrogéologique locale toute spéciale une diminution du résidu salin total au cours du pompage vient à se vérifier, ce fait peut arriver éventuellement, pour des raisons évidentes et naturelles, seulement après une exploitation du puits d'une durée supérieure à quelques jours ou à quelques semaines.

Les équipements prévus pour déterminer directement par la méthode traditionnelle la puissance de la nappe carstique dans une certaine zone n'ont pas eu de succès. En effet on a foré quelques puits dans le voisinage immédiat d'un autre (à une distance inférieure à 20 mètres) mais on n'a pas remarqué d'interférence durant les pompages effectués (40 à 50 litres par seconde) soit isolément soit en même temps sur les deux puits. Cette remarque pourrait nous porter à évaluer avec trop d'optimisme la puissance de la nappe, tandis qu'il faut remarquer que le manque d'interférence est influencé non seulement par la puissance effective de la nappe, mais aussi par les caractéristiques des débits carstiques qui se développent le long des crevasses et des fissures qui peuvent former, en se bornant à des distances plus ou moins étendues, de vrais et propres canaux d'eau indépendants les uns des autres ; on peut supposer que le soutirage d'eau d'un puits ne puisse avoir aucune influence sur un autre puits très proche mais par contre il puisse en avoir sur des puits très éloignés, mais qui intéressent les mêmes nappes aquifères.

Des recherches sur la vitesse des débits souterrains, effectuées au moyen de matières colorantes de différents types versées dans les nappes carstiques n'ont jamais donné des résultats dignes de foi.

En raison des conditions particulières de la zone, pour les recherches et l'étude de la nappe carstique fondamentale, on n'a pu suivre les critères et les méthodes traditionnelles ; cependant les critiques qui ont été faites sur la conduite des recherches hydrologiques de la part des personnes qui conseillent l'exécution, en certains puits, de pompages prolongés pendant des semaines et des mois entiers ne semblent pas être justifiées : ces personnes en outre retiennent moins utile le forage de nombreux puits pour des recherches hydrologiques de courte durée relative.

Des réserves ont été soulevées, au début, même au sujet du système de forage par carottage continu que le Consortium pour l'irrigation a imposé aux entreprises concessionnaires des travaux pour la recherche hydrogéologique. La disponibilité d'échantillons complets des stratifications s'est révélée tellement utile pour l'évaluation des débits souterrains et de l'emplacement le plus convenable des formations aquifères que toute discussion ultérieure à ce propos a été tout de suite abandonnée.

Le système de forage par carottage continu s'est révélé le plus convenable non

seulement aux fins de l'étude en cours, mais aussi pour un percement meilleur des formations fissurées.

La recherche est complétée par le contrôle périodique des niveaux d'eau dans les puits dans le but du relevé d'éventuelles variations saisonnières de la nappe aquifère; la piézométrie de la nappe est relevée par des nivellements de précision.

Jusqu'à présent, dans la zone intéressée, plus de 150 forages (sur une longueur totale d'environ 17.000 mètres) ont été effectués : ces travaux, en plus de l'étude hydrogéologique permettent l'exploitation pour l'irrigation de 3 m³ par seconde d'eaux souterraines à un prix de revient moyen de 100.000 liras pour chaque litre-seconde utilisé.

b) *Sur la Plaine de Foggia* (Tavoliere delle Puglie) — les calcaires fissurés de base sont recouverts par des bancs d'argiles bleues pliocéniques assez puissants sur lesquels sont appuyés des dépôts élastiques sablo-graveleux post-pliocéniques; en conséquence on trouve deux nappes aquifères horizontales, l'une assez profonde dans les calcaires fissurés et l'autre dans les formations clastiques superficielles, nettement séparées des bancs argileux.

La recherche des eaux souterraines s'est par conséquent nécessairement développée selon des différents critères sur la nappe profonde et sur les nappes superficielles.

L'étude des eaux profondes qui imbibent les calcaires fissurés au-dessous des argiles bleues pliocéniques devait tout d'abord rendre compte de la tectonique souterraine par le fait que l'épaisseur assez variable des formations pliocéniques (qui dépasse en certains points 1.000 mètres) obligeait d'individualiser tout d'abord dans quelle zone il serait convenable d'effectuer des recherches directes pour avoir les plus grandes possibilités de succès et pour maintenir soit le prix des forages, soit les charges pour l'exploitation éventuelle dans des limites économiques supportables en vue de l'utilisation pour l'irrigation.

Etant donné qu'il s'agissait du relevé des surfaces de contact entre deux formations géophysiquement bien différenciées, une vaste recherche étendue sur toute la plaine des Pouilles (« Tavoliere ») se révélait particulièrement convenable; elle fut effectuée par une équipe spéciale qui a travaillé sur les lieux pendant près de quatre mois, sur un territoire de 350.000 hectares environ.

En se basant sur des relevés géophysiques qui ont indiqué, sur différents profils, les diverses profondeurs des calcaires et l'existence de différentes failles qui traversent la plaine en direction N-W — S-E, on a mis au programme et effectué ensuite des « forages de contrôle » qui, convenablement disposés, ont permis de se rendre compte de la validité des recherches géophysiques et de la présence d'eaux minéralisées dans les différents couloirs de la faille. Seulement sur l'extrême partie du « Tavoliere » vers l'Ofanto, en raison du gisement des calcaires et de l'allure locale du système des failles dans les eaux qui imbibent les calcaires, on a remarqué des caractéristiques qualitatives devant autoriser leur utilisation aux fins de l'irrigation. Dans cette zone le programme actuel comprend la recherche systématique directe qui permettra une exploitation rationnelle. Sur le restant du Tavoliere, vu la forte salinité des eaux en profondeur, leur étude a été abandonnée.

L'utilité de cette prospection géophysique est évidente si l'on considère que son prix de revient a été d'environ 40 millions (12.500.000 liras pour les prospections géoélectriques et 27.500.000 liras pour les 2.300 mètres de sondages faits sur les quatre puits de contrôle). Etant donné que l'on ne pouvait se rendre compte de la tectonique souterraine au moyen de visites sur les lieux, en raison de l'altitude uniforme du territoire, si on avait tenté de faire un relevé de l'hydrogéologie locale seulement par des recherches directes (c'est-à-dire seulement par des forages et prospections hydrologiques) au lieu que par la géophysique, le prix de revient de la recherche aurait certainement dépassé 150 millions de liras et la durée des travaux aurait été plus longue : par conséquent il en serait résulté un fort retard sur le programme de transformation et probablement, l'hydrographie carstique en profondeur sur le « Tavoliere », n'aurait pu être relevée d'une façon aussi claire dans ses lignes fondamentales.

Ces relevés géophysiques, tout en confirmant la failles du Candelaro, ont permis de même de préparer la recherche directe qui a permis, après l'exécution de quelques forages, d'être sûrs de pouvoir capter sur le pied du Gargano, des nappes d'eau importantes d'origine carstique, utilisables pour l'irrigation.

La recherche de nappes d'eau près de la surface du sol dans les dépôts élastiques sablo-graveleux posés sur les argiles bleues pliocéniques rend nécessaire une recherche

plus localisée étant donné qu'il s'agit de repérer des zones, assez étendues, hydrogéologiquement reliées entre elles.

La nécessité d'une exploitation rapide des ressources hydrauliques souterraines a donc conduit ces entreprises à établir, là où la présence de nappes souterraines avait été repérée, quelques puits d'essai ayant des caractéristiques telles qu'ils puissent être utilisés par la suite dans le cas de résultats positifs : ces puits devaient être situés dans les zones qu'une visite préliminaire des lieux avait indiqué être spécialement intéressante. Sur la base des résultats de ces « puits-pilote » on établit le programme d'exploitation qui par la suite sera développé par degrés et en effectuant continuellement des recherches hydrologiques très profondes.

Le soin et l'attention qu'on a pris pour effectuer ce travail sont évidentes si l'on considère que sous l'administration de la Réforme Foncière du Tavoliere plus de 180 puits de recherche et d'exploitation ont été construits (sur un total à 7.000 mètres de forages) : ces puits permettent l'approvisionnement en eau d'environ 700 fermes et l'irrigation de près de 1.200 hectares sur des zones souvent considérées comme privées d'eau souterraine ou ayant des nappes aquifères fortement minéralisées : les puits ayant donné des résultats négatifs représentent moins de 15 %

La convenance de l'emploi de la recherche géophysique pour le repérage et l'étude de ces nappes sur le Tavoliere est une question encore assez débattue

La prospection géophysique peut effectivement indiquer les variations des stratifications entre les couches sablo-graveleuses et les argiles pliocéniques, c'est-à-dire qu'elle peut individualiser les couches plus ou moins étendues des formations post-pliocéniques mais, étant donné que sur le « Tavoliere » les nappes sont séparées par le fait que les formations où se trouvent les nappes d'eau sont intercalées irrégulièrement par des couches imperméables, il serait nécessaire d'effectuer une convenable, minutieuse et, par ce fait, coûteuse recherche géophysique dans le but de repérer les conditions qui déterminent des variations sensibles, d'un point à l'autre, de la capacité de l'écoulement souterrain

Cette recherche, d'ailleurs, ne peut décèler les caractéristiques qualitatives des eaux : ceci est un élément de grande importance dont il faut s'assurer au cours d'une recherche préliminaire étant donnée la présence, sur le « Tavoliere », de nappes d'eau minéralisée

Pour ces raisons jusqu'à présent il n'a pas été jugé convenable d'employer la géophysique pour les quelques recherches effectuées : naturellement à l'avenir cette convenance pourrait se présenter si toutefois le prix de ces recherches pouvait être sensiblement réduit

L'emploi de la géophysique pourrait d'autre part être parfaitement utile dans le cas d'une vaste recherche systématique des ressources hydrauliques souterraines du « Tavoliere » dans le but de préparer une exploitation organique et rationnelle.

En effet après avoir déterminé, au moyen de forages, les caractéristiques hydrogéologiques de certains endroits, on pourra relever et délimiter par des recherches géophysiques, les zones reliées hydrogéologiquement, c'est-à-dire celles qui sont intéressées par les mêmes nappes aquifères et qui ont des caractéristiques analogues à celles qui sont déterminées par les sondages ; ceci permettra de pouvoir déduire, tout au moins par des calculs grossiers, la capacité et l'allure des débits et établir un programme pour une meilleure utilisation par l'exécution de travaux par degrés.

Par conséquent on est d'avis que la géophysique aux prix de revient actuels pourra être convenablement employée dans les cas où, vu les résultats favorables des recherches directes effectuées sur certains territoires, on décide de préparer l'exploitation organique des ressources hydrauliques souterraines repérées sur des vastes zones du « Tavoliere ».

c) *En Lucanie, Irpinie, Bas Molise et au pied des Murges des Pouilles*, la recherche a été normalement dirigée vers l'exploitation des ressources hydrauliques souterraines plus modestes que celles ci-dessus mentionnées, car il s'agit de territoires tectoniquement bouleversés, dans lesquels des écoulements souterrains considérables et réguliers ne sont pas possibles.

La morphologie très tourmentée permet de déduire quelle pourra être la tectonique locale et de reconnaître par conséquent la possibilité de retrouver ou pas des formations aquifères ; des éléments déterminants aux fins de la recherche, peuvent par conséquent être obtenus par des visites sur les lieux attentives et intelligentes effectuées par des personnes qui possèdent une profonde connaissance de la hydrogéologie locale très variée.

Ainsi l'emplacement le plus favorable pour les forages dans les couches perméables,

dans le but d'obtenir la plus grande quantité d'eau puisable doit être défini par intuition car la perméabilité est très variable d'un point à l'autre et aucune indication ne peut être obtenue, à priori, au moyen d'observations indirectes. Dans plusieurs cas on a constaté, en effet, que le forage de recherche n'a pas trouvé l'eau dans la formation sablo-graveleuse dont on avait eu l'intuition durant la visite sur place : par contre un autre forage pratiqué à quelques mètres de distance du premier a intercepté la même formation mais cette fois avec de l'eau.

Il semble donc que dans de telles conditions il ne soit pas possible d'établir un programme de recherche systématique et organique sur tout le territoire, mais il faudra au contraire affronter des problèmes locaux en préparant le travail pour des buts bien définis et limités.

En plus de ces modestes débits locaux, qui sont d'ailleurs les plus intéressants car il peuvent permettre la solution du grave problème de l'approvisionnement en eau potable qui est la base principale de la transformation foncière de très vastes territoires escarpés et abandonnés et souvent même celui du développement civil de gros centres habités : même en Lucanie, en Irpinie et dans le Bas Molise existent cependant aussi des écoulements souterrains plus réguliers et importants. Il s'agit de nappes sous-fluviales qui se forment le long des rivières des deux régions surtout répandues sur les zones de deltas ou, en raison des plus fortes épaisseurs des formations perméables alluviales, viennent à se former des écoulements d'eaux souterraines assez complexes pour lesquels est nécessaire l'exécution de travaux plus systématiques et organiques.

Les visites sur les lieux peuvent donner une contribution notable le long des cours d'eau, contribution plus modeste sur les zones du littoral où les relevés qui permettent de déduire la tectonique n'existent pas. Les forages et les recherches hydrologiques permettent aussi de déterminer directement les caractéristiques hydrologiques locales; cependant l'expérience a démontré que les recherches dans le but de permettre une évaluation quantitative des sources sous-fluviales sont particulièrement coûteuses, dans le but d'une exploitation étendue.

Les mesures d'interférence sur des groupes de puits effectuées dans des points bien déterminés le long du lit des rivières ont en effet permis d'évaluer la puissance de la nappe dans les endroits où la recherche a été faite : cependant d'après les éléments ainsi recueillis on n'a pu en tenir bien compte pour établir un programme futur d'une vaste exploitation; ceci dépend du fait que, lorsque sur une autre localité les conditions de perméabilité et l'épaisseur des formations alluviales vont en variant, la grandeur des écoulements souterrains disponibles sur celles-ci devenait très différente et demandait, pour son repérage, d'autres recherches assez laborieuses.

Par conséquent l'individualisation particulière des écoulements sous-fluviaux ne s'étant pas montrée économiquement convenable, on a cru nécessaire d'intervenir dans les zones intéressées sans avoir recours à des recherches préliminaires pour cette étude.

Le Consortium pour l'irrigation est en train de travailler, selon ces critères, pour les établissements des différents Centres de la Réforme Foncière de la Lucanie, du Bas Molise et du pied des Murgues des Pouilles.

Au 1^{er} mai 1954, 670 puits (sur un total de 19.000 mètres de forages) avaient été forés : de ceux-ci, 80 % avaient donné un résultat positif permettant l'approvisionnement en eau de plus de 2500 maisons rurales et l'irrigation de près de 2000 hectares.

Des recherches assez modestes ont été effectuées aussi en Irpinie; ici, cependant, les ressources hydrauliques souterraines sont assez pauvres et localisées : par conséquent l'extension des recherches ne semble pas être convenable.

En outre l'été prochain, pour le compte de la Caisse du Midi, la recherche hydrogéologique sera encore développée, au moyen de forages et de repérages hydrologiques, sur certaines zones de la Lucanie où on retient qu'ils existent des écoulements souterrains utilisables même pour la petite irrigation.

On est en train d'intensifier les visites des lieux et le recensement des puits existants, dans le but de mieux connaître ces territoires et d'individualiser d'autres zones où l'on puisse convenablement intervenir.

On pense que la recherche géophysique puisse être employée avec de bons résultats pour le repérage des sources sous-fluviales : cependant les considérations de nature économique ont donné la préférence, pour les travaux nécessaires aux Organisations de la Réforme Foncière, à la recherche directe au moyen de forages.

Par contre des prospections géophysiques sont actuellement en cours, par les soins du Consortium pour l'Irrigation et pour le Consortium de la Bonification sur

la rive gauche du Trigno et du Sinello (province de Chieti) pour l'étude des sources sous-fluviales du Trigno et du Sinello : ces recherches permettront de recueillir un plus grand nombre d'éléments pour évaluer s'il convient mieux d'employer la recherche géophysique même en Lucanie, dans certaines conditions locales et pour la solution de problèmes particuliers.

Critères pour l'évaluation et pour l'exécution des travaux à la suite des résultats obtenus par la recherche

Si la préparation de la recherche doit être faite très attentivement et avec soin en se valant des systèmes les plus convenables, une plus grande attention doit être consacrée à l'interprétation des données recueillies par la recherche dans le but d'établir un programme pour la meilleure utilisation des ressources hydrauliques souterraines repérées.

Une fois qu'on a vu jaillir l'eau sur des terrains fertiles mais restés incultes et dépeuplés pendant des siècles à cause du manque d'eau, on voudrait de suite passer à une exploitation pour l'irrigation plus étendue et on supporte mal les réserves que les techniciens responsables soulèvent nécessairement, même pour ce qui concerne les recherches, au sujet des réelles disponibilités hydrauliques souterraines.

Toutefois on doit remarquer que l'exécution d'œuvres coûteuses et compliquées nécessaires à la distribution des eaux doit être faite en effectuant, par degrés, le développement du programme d'exploitation ; ceci permettra d'effectuer, en partie, les observations et les recherches éventuelles qui sont nécessaires pour repérer, avec suffisante approximation, l'importance des ressources hydrauliques souterraines et les moyens pour la meilleure exploitation de celles-ci.

Ce travail réparti par degrés ne comporte pas, d'autre part, le risque d'effectuer des œuvres superflues par le fait qu'il est bien sûr que dans la plupart des cas il convient de constituer autant d'entreprises pour l'irrigation (étendues en général sur une zone de 100 ha) qu'il existe de puits exploités : ainsi l'intensification par degrés pour l'exploitation des eaux souterraines produit une successive augmentation des oasis irrigables autour de chaque puits jusqu'à arriver, dans les cas les plus favorables, lorsqu'on est certains de trouver des ressources hydrauliques assez importantes, à la transformation irrigable totale dans la circonscription d'un certain territoire.

A ces problèmes de caractère technique viennent aussi s'ajouter, au début de la phase d'exploitation, plusieurs difficultés de nature financière, qui dépendent surtout de la différente nature juridique des territoires (certains classés, d'autres pas, d'autres encore jouissants du financement de la Caisse du Midi) pour ce qui concerne la contribution de l'Etat pour l'exécution des travaux.

La difficulté ou même la complète impossibilité de déterminer, même à la suite d'une recherche préalable attentive et intelligente, l'importance exacte des ressources hydrauliques souterraines disponibles dérive des spéciales caractéristiques hydrogéologiques des territoires en question : pour les citer, même brièvement, on croit convenable de conserver la précédente subdivision de ce territoire en trois zones :

a) *Sur le territoire de Bari, sur la Péninsule du Salente et sur le Massif du Gargano* la recherche intéresse les eaux de la nappe carstique dont on a déjà exposé les caractéristiques hydrogéologiques.

Il s'agit de sources souterraines traversant une zone fracturée et par conséquent localement indépendantes mais devant être considérées comme étant formées par une nappe unique intéressant un vaste territoire : l'évaluation analytique de l'importance des débits locaux résulte par conséquent impossible, il faut donc se fier surtout sur l'intuition, tout au moins en se basant sur les données expérimentales relevées par la recherche et desquelles on doit, cas par cas, considérer le poids et la valeur.

A la suite d'une recherche préliminaire, faite par le forage d'un puits pour se rendre compte des conditions hydrologiques (pendant et à la fin du sondage) on dispose des données suivantes :

- la succession stratigraphique ;
- la cote ou se trouve la nappe aquifère, référée au niveau de la mer ;
- la position du forage dans la nappe aquifère ;
- la distance du puits du bord de la mer ;
- la piézométrie de la nappe ;
- la courbe caractéristique des débits et des dépressions du puits ;

— la variation du débit puisable par rapport à la position du puits dans la formation aquifère;

— la salinité des eaux et sa variation par rapport à l'importance et à la durée du puisage.

Ces éléments ne sont pas toujours également importants pour l'évaluation des ressources hydrauliques souterraines locales, par le fait que pour chacun de ceux-ci il faut tenir compte d'une façon différente selon conditions particulières du pays.

Si l'on considère par exemple la chute piézométrique qui constitue théoriquement l'élément qui a un plus grand poids pour l'évaluation des débits puisables d'un puits et de ceux disponibles sur cette zone, en tant qu'elle résume, en certain sens, la caractéristique de l'hydrologie locale on aura que : lorsque la hauteur de la piézométrie de la nappe est plus élevée, d'autant plus grande est en effet la possibilité d'avoir à disposition de l'eau douce. On doit cependant remarquer qu'une valeur élevée de la piézométrie peut signifier soit que l'eau pendant son écoulement rencontre de fortes résistances dues à une perméabilité insuffisante ou à des fissures dans les formations par rapport à la puissance de la nappe, ce qui produit en conséquence une augmentation de la hauteur manométrique, soit que des conditions stratigraphiques particulières empêchent l'écoulement des eaux dans la mer; par conséquent la longueur réelle de l'écoulement à partir de l'emplacement du forage jusqu'à la mer est plus grande de la distance topographique apparente.

Evidemment il sera difficile, si non impossible, d'évaluer laquelle de ces deux causes provoque la chute piézométrique constatée; seulement par l'intuition, en observant par exemple les fissures des échantillons de calcaires fissurés aquifères et la courbe caractéristique des débits et des dépressions, on peut s'orienter vers la dépendance de l'une ou de l'autre condition.

D'autre part les éléments pouvant être acquis, même par une étude plus attentive et intelligente, ne permettent pas de prévoir quelle pourra être pendant un soutirage prolongé dans le temps, l'influence réciproque des puits et l'action des eaux salées (sur les côtés et au dessous de la nappe); chaque tentatif de prévision sur ce point ne peut être considéré probatoire et les déductions qui en dérivent ne peuvent pas, honnêtement, être tenues en évidence pour la préparation d'un programme d'utilisation qui demande d'importants investissements fonciers.

Par la recherche systématique de la nappe contigue le Consortium pour l'irrigation a remarqué, selon ce qui a été dit, des éléments qui ont permis de se rendre compte, en se basant sur des données expérimentales, de la connaissance du phénomène hydrogéologique dans ses lignes fondamentales et générales, nécessaire pour individualiser la possibilité et les moyens les plus convenables pour le repérage des eaux souterraines utilisables; on a ensuite fixé les zones, où, par leur condition hydrologique spéciale, les eaux souterraines sont potables et celles où elles sont salées. Les forages pour la recherche ont permis le relevé de nombreux éléments qui permettent l'intuition de pouvoir disposer de nappes plus ou moins importantes, car le fait que, évidemment, sur une zone caractérisée par des puits de recherche ayant des débits importants, on peut prévoir une disponibilité, en eaux souterraines majeure que sur d'autres points où on avait obtenu des puisages plus modestes; analogiquement sur les zones où, à égalité de puisage, de plus nombreux forages de la nappe avaient été nécessaires, on pourra prévoir la possibilité de pompages plus importants.

La recherche systématique et organisée a par conséquent donné des résultats extrêmement intéressants car elle a permis de se rendre compte de la différente hydrologie des diverses zones et a permis, en outre, de prédisposer une exploitation progressive par la construction d'œuvres les plus convenables et rationnelles.

Cependant les éléments recueillis jusqu'à présent (il est bon de ne pas se faire trop d'illusions à ce sujet) ne permettent pas d'évaluer quelle pourra être l'eau complètement utilisable aux fins de l'irrigation, sur l'une ou sur l'autre zone, à moins d'un certain ordre de grandeur et sauf confirmation; même sur les zones où la recherche a été plus minutieuse et qui, par conséquent, peuvent être considérées hydrogéologiquement assez connues, on peut constater des anomalies et des différences notables, selon les endroits, pour ce qui concerne l'importance des débits.

Par conséquent, après avoir abandonné les zones où les nappes sont salées et inutilisables, on a cru nécessaire de procéder avec prudence dans l'évaluation des réalisations en effectuant progressivement, dans le temps nécessaire, l'exploitation des eaux souterraines carstiques repérées, et soit précisément :

1) Mettre en exploitation les puits de recherche qui ont donné un résultat positif, en limitant en un premier temps le débits puisables avec des critères de prudence, en évitant, par exemple, d'effectuer des dépressions du niveau hydraulique sous le niveau

de la mer et donner cours à des pompages importants sur des puits situés près de la mer ou bien sur des zones envahies par les eaux salées ainsi que dans les zones où les eaux tirées ont un résidu salin voisin à la limite fixée pour l'exploitation.

La distance réciproque entre les puits de recherches étant assez notable (4 — 6 km.), sur les zones où on a trouvé des nappes riches et douces on peut déjà, dès à présent, prévoir l'exécution d'autres puits intermédiaires situés selon les exigences agricoles de la zone. La densité de ces nouveaux forages doit être fixée avec des critères d'intuition et tout au moins toujours prudents.

Pour l'évaluation du puisage que l'on pense d'effectuer sur les différents puits de recherche dans la première phase d'utilisation on ne peut toutefois être excessivement prudents et prévoir une augmentation graduelle et continue de l'utilisation (ce qui serait désirable aux fins de la sécurité et de l'étude) mais il faut, pour des raisons techniques et économiques bien évidentes, avoir la tendance d'utiliser le puits, déjà au début, au maximum possible.

2) Donner cours, à la suite du procédé exposé ci-dessus, à une phase d'observation suffisamment longue pour contrôler les débits tirés, le comportement de la nappe par effet des pompages diffusés sur la zone et continus dans le temps, ainsi que les éventuelles variations qualitatives des eaux.

Dans le but d'établir la possibilité d'une augmentation successive et importante des utilisations, il est nécessaire, durant cette « phase de contrôle » de se rendre compte tout d'abord et avec sécurité que l'utilisation qui est en cours n'ait pas causé d'importantes variations quantitatives et qualitatives de la nappe (la salinité des eaux devra être toujours observée et étudiée étant donné les conditions hydrogéologiques) et recueillir les éléments nécessaires afin de pouvoir fixer, avec la tranquillité nécessaire que le prix coûtant de ces ouvrages le demande, l'entité d'une ultérieure augmentation de l'exploitation.

3) Effectuer, toujours avec des critères nécessairement intuitifs, basés sur les résultats des contrôles précédents, les œuvres les plus convenables pour l'augmentation de l'exploitation en effectuant, même au cours du développement de ce programme d'augmentation, des observations et des contrôles attentifs : ceux-ci seront plus laborieux et délicats au fur et à mesure que les pompages augmenteront.

Ce critère d'une augmentation de puissance de l'exploitation portera à rendre plus étroit le réseau des puits plutôt qu'à une augmentation du pompage sur les puits déjà en service pour la raison que la première solution permet de laisser intacts les installations sur le territoire où se trouvent les différents puits ; à ceux-ci suivront, dans le temps, d'autres aménagements déservis par de nouveaux puits.

b) Sur le « Tavoliere » de Eoggia une fois que l'on se sera rendu compte de la salinité des eaux situées au dessous des argiles bleues pliocéniques, on prévoit l'utilisation des nappes aquifères qui se trouvent dans les couches sablo-graveleuses reposant sur les argiles pliocéniques.

En parlant des systèmes et des critères de recherche on a déjà fait remarquer comment jusqu'à présent on a exploité de temps à autre les eaux souterraines sans avoir recueilli les éléments nécessaires pour déterminer la puissance des nappes d'eau et l'étendue des zones hydrogéologiquement reliées entre-elles, c'est à dire sans avoir fait au préalable aucune recherche systématique ; or, sur le « Tavoliere », à différence de ce qui a été dit pour la nappe contigue de la Péninsule du Salente, on pourrait peut-être arriver par une recherche systématique et organisée à une évaluation réelle assez approximative des ressources hydrauliques souterraines, selon laquelle on pourrait établir un programme d'exploitation rationnelle — ici, en effet, l'hydrogéologie est moins influencée par des facteurs indéterminés (par exemple l'action des eaux minéralisées sur les nappes carstiques plus douces).

Il est donc nécessaire de procéder à cette recherche systématique qu'on est d'avis de pouvoir effectuer, spécialement après une visite attentive hydrogéologique et après une série de forages intéressants tout le « Tavoliere » ; des prospections géophysiques successives permettront ensuite la corrélation des données recueillies et l'individualisation des zones hydrogéologiquement reliées entre-elles.

D'autres recherches directes montreront, sur ces zones, les localités ayant un intérêt plus ou moins important et pourront compléter la connaissance des ressources disponibles et utilisables.

Une telle recherche, certainement longue et coûteuse, se rend nécessaire et urgente car les initiatives, individuelles ou collectives, pour l'utilisation de l'eau pour l'irrigation, sont assez nombreuses : en outre il faut éviter d'arriver à des insuccès

dûs au manque d'organisation des travaux ou au manque du contrôle nécessaire au cours de l'exploitation.

Même sur ce territoire l'exploitation devra être effectuée par degrés : cependant on suppose qu'en général il soit suffisant de procéder en deux temps, c'est à dire en effectuant d'abord la moitié des aménagements qu'on juge possible de construire à la suite des résultats des recherches et en procédant après au doublement des installations, dès que l'expérience en aura confirmé la possibilité.

c) *En Lucanie, Irpinie, Bas Molise et sur le pied des Murges des Pouilles* l'exploitation des nappes souterraines doit être effectuée principalement selon des critères de développement successif : pour cette raison l'évaluation éventuelle des ressources hydrauliques disponibles est basée seulement sur des conceptions dues à l'intuition par le fait qu'il s'agit de débits plutôt modestes dans des formations hydrogéologiquement dépendantes, assez limitées et qui subissent d'importantes variations saisonnières : par conséquent toute recherche ou contrôle direct résultent assez laborieuses.

La grande influence qui présente l'allure des précipitations annuelles sur la puissance des nappes souterraines pendant les diverse saisons et les diverses années, vue la structure géologique toute spéciale de ces territoires, rend très intéressant et utile le relevé des caractéristiques pluviométriques

Le problème de se rendre compte de la puissance réelle de ces nappes n'a pas, dans la plupart des cas, une grande importance pratique, par le fait que l'exploitation de ces modestes ressources hydrauliques souterraines n'est pas prévue dans des programmes vastes et complexes, mais seulement pour des modestes utilisations locales qui permettent facilement et sans trop d'ennuis, l'exécution graduelle de l'exploitation.

D'ailleurs, dans le Organisations de la Réforme Foncière, où la recherche et l'exploitation des eaux souterraines sont plus importantes, les puits sont construits surtout pour l'approvisionnement en eau potable des maisons rurales : pour les besoins de l'irrigation on pourvoit seulement lorsque les soutirages d'eau sont supérieurs à quelques litre par seconde

L'exploitation pour l'irrigation, de toute façon, peut être développée avec prudence et en effectuant tous les contrôles nécessaires : ceci pour la raison que ces puits, dans les zones favorables, sont creusés normalement pour les exigences des Organisations, sur des distances de quelques centaines de mètres les uns des autres : on arrive ainsi à former un étroit réseau de puits, ce qui rend possible de faire les observations nécessaires, dans le but d'établir, avec une certaine précision, la puissance de la nappe *in situ*.

GEOLOGY AND GROUND-WATER RESSOURCES OF THE ANJAR-KHEDOI REGION, EASTERN KUTCH (INDIA)

by

G. C. TAYLOR, Jr.,
U. S. Geological Survey

and

B. D. PATHAK,
Geological Survey of India

Contents

1. Summary.
2. Introduction.
3. Climate and topography.
4. Geology and water-bearing character of the rocks.
5. Ground-water features.
6. Chemical quality of ground water.
7. Exploratory drilling for water in Anjar-Khedoi region.
8. Ground-water conditions in Viri area.
9. Future development of ground water.

* * *

1. Summary

The Anjar-Khedoi region covers an area of about 184 square miles lying in eastern Kutch between latitudes $25^{\circ}10'10''$ and $23^{\circ}00'00''$ north and longitudes $69^{\circ}52'30''$ and $70^{\circ}07'30''$ east of Greenwich. The climate is hot and semi-arid, characteristic of low-latitude steppe regions of the world. The average annual rainfall is about 14 inches most of which falls during the southwest monsoon which lasts from June until September.

The geologic formations of the region include the Jurassic Katrol series, the Jurassic-Cretaceous Bhuj series, the Cretaceous-Eocene Deccan trap, an Eocene laterite horizon, and the Pliocene Manchhar series. By late Tertiary to early Quaternary deformation these rocks were folded into several small anticlines and synclines cut by small faults. The Katrol series consists of thin very hard sandstones at the top underlain by gypseous shales. These sediments will probably yield only very meagre supplies of brackish to salty water to wells. The Bhuj series consists predominantly of current-bedded friable sandstones at the top passing downward into alternating sandstones and shales. The upper part of the Bhuj series contains the most productive water-bearing horizons in the region but the lower part of the series also contains several aquifers which are moderately productive. The laterite is not water-bearing but the Deccan trap and the semi consolidated sandstones of the Manchhar series yield small supplies of fair to brackish water to shallow wells.

The sandstones of the Upper Bhuj series form the most important ground-water reservoir of the region. It is estimated that the average annual replenishment to this reservoir is of the order of 13,000 acre-feet by infiltration from rainfall, irrigation return and streams. There are some 10 irrigated tracts which develop ground-water from the Upper Bhuj series by dug and bored wells which do not exceed a depth of 250 feet. The total natural and artificial withdrawal of ground water from the Upper Bhuj series was approximately 14,500 acre-feet in 1951. At that time it was considered probable that the safe yield to the ground-water reservoir of the Upper Bhuj series had been reached and that there was little scope for additional ground-water development without detriment to existing wells.



Figure 1. INDEX MAP OF WESTERN INDIA SHOWING THE LOCATION OF THE ANJAR - KHEDOI REGION, EASTERN KUTCH.

0 10 20 30 40 50 100 150

IND 995-27-9-54

2. Introduction

The Anjar-Khedoi region as described in this paper lies in Anjar taluk of Eastern Kutch between latitudes $23^{\circ}10'00''$ and $23^{\circ}00'00''$ north and longitudes $69^{\circ}52'30''$ and $70^{\circ}07'30''$ east of Greenwich (Figure 1). Anjar with a population of about 16,000 is the largest city in the region and Gandhidham (Adipur) township, population approximately 6,000 is the second most important town. The map area extends some 16 miles from east to west and $11\frac{1}{2}$ miles from north to south. It contains approximately 184 square miles.

The present paper summarizes the results of a field investigation of the availability of ground-water supplies in the Anjar-Khedoi region primarily for the Kandla port development of the Government of India and the Gandhidham township of the Sindhu Resettlement Corporation and secondarily for irrigation. The field investigation was carried on over a 2-year period extending from June 1950 to June 1952 with continuing hydrologic observations through June 1954. Included in the investigation were geologic mapping and delimitation of the principal aquifers of the region, preparation of seasonal water-table maps, detailed inventories of existing wells and springs to determine the extent of present ground-water use for irrigation, observations of significant water-table fluctuations, preparation of salinity maps and geologic and hydrologic observations at 8 deep exploratory borings.

3. Climate and topography

The Anjar-Khedoi region lies in a belt of semi-arid, low-latitude steppes. The mean annual rainfall is about 14 inches, most of which falls between late June and late September during the southwest monsoon. Stream erosion operating under semi-arid climatic conditions on moderately to gently folded sedimentary and volcanic flow rocks has resulted in most of the present land forms of the region, which although small in area has considerable topography diversity. Important topographic features of the region include (1) the Nigal upland which forms the eastern extension of the Chaduva hills of central Kutch, (2) Samparda ridge, (3) the Ratnal hills, (4) the Mita Nadi upland, (5) the Khamra lowland, (6) the Midiada upland and Shinaya hills, (7) the Viri lowland and (8) the Kidana lowland. The lowlands are partly cultivated through irrigation from ground-water sources. Elevations in the region range from about 10 to 548 feet above sea level. The streams of the region are all of ephemeral character and carry water only in response to monsoon run-off.

4. Geology and water-bearing character of the rocks

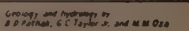
Included among the rocks of the Anjar-Khedoi region are continental and marine sediments of Mesozoic, Tertiary and Quaternary age and volcanic rocks of late Mesozoic to early Tertiary age. The sequence, lithology and water-bearing character of several rock units of Anjar-Khedoi region are summarised in the table below :

see Table p. 553

The oldest exposed rocks are shales with minor sandstones of Upper Jurassic Katrol series. Overlying the Katrol are sediments of Bhuj series which comprise a lower unit of alternating non-marine sandstones and shales and an upper unit of massive current-bedded sandstones. The age of the Bhuj series may range from Upper Jurassic through Lower Cretaceous. Lava flows of the Deccan trap which is of Upper Cretaceous to Tertiary Eocene age rest directly on the Bhuj series but are absent in the northwest part of the map area probably owing to removal by erosion. An extensive horizon of laterite developed at the top of the Deccan trap is placed in the post-Deccan Eocene. Mottled sandstones, fossiliferous sandstone, clay shale and conglomerate which overlie the laterite and the Deccan trap are referred to the late Tertiary Manchhar series and are probably Pliocene in age. Thin discontinuous bands of alluvium along the channels of the larger ephemeral streams of the region are considered to be of Quaternary age.

Locally along the channels of the larger ephemeral streams of the region, the sand and gravel facies of the alluvium are water-bearing and yield small supplies of brackish water to shallow dug wells. The sandstones and conglomerates of the Manchhar series yield meagre to small supplies of brackish water to wells. In places, however, the water is salty. Very meagre supplies brackish to salty water are obtained from shallow wells in the laterite in a few places but generally the laterite is above the zone of saturation. The Deccan trap generally yields small to moderate supplies of good water to wells less than 75 feet deep but locally the water is brackish. The soft friable sandstone of the Upper Bhuj series from the most productive aquifer in the Anjar-Khedoi region as well as in other parts of eastern Kutch. These aquifers yield moderate to abundant supplies of good to brackish water to wells and springs. The thicker sandstone members of the Lower Bhuj series also yield moderate supplies of good to brackish water to wells and springs. Sediments of Katrol series yield only meagre supplies of brackish to salty water to wells.

Probably in conjunction with the Middle Miocene and subsequent orogenic movements of the Himalayan region and of Sind and Baluchistan the rocks of Kutch were compressed into folds along three major anticlinal axes separated by broad synclinal depressions. The axes of the folds trend generally northeast-southwest in western Kutch but swing to an east-west trend in the central and eastern parts of the state. The great anticlinal structure of the Chaduva (Katrol) Hills in Central Kutch extends eastward into the Anjar-Khedoi region as the Nigal dome and dies out in the smaller anticlinal folds of the Ratnal Hills, Samparda ridge, the Mita Nadi Upland and the Shinaya Hills (Plate 1).



The figure is a geological map of the Tertiary and Quaternary formations in the area around the Tropic of Cancer. The map is divided into several columns representing different geological units, each with a specific pattern and color. The units are:

- Quaternary (Q):** Alluvium, clay, silt, sand & gravel; coarse facies yield little to moderate supplies of brackish water to wells.
- Tertiary (T):**
 - T1 (Mottled sandstone member):** Poorly consolidated poorly stratified clay sandstone & conglomerate sandstone, yields small supplies of brackish to salty water to wells.
 - T2 (Fossiliferous sandstone member):** Consolidated stratified sandstones with siltstones & conglomerates, yields small supplies of brackish water to wells.
 - T3 (Clay shale member):** Soft poorly stratified clay shales; yields meager supplies of water of poor quality to wells.
 - T4 (Basal conglomerate):** Poorly consolidated conglomerate at part cemented by lime carbonate, probably will yield little water to wells.
- Unconformity (U):** A horizontal line separating the Tertiary units from the Cretaceous units.
- Cretaceous (C):**
 - C1 (Fertigunus lateralis):** Thin bedded, probably less than 1 inch thick, yields significant quantities of water to wells.
 - C2 (Aluminous-Fertigunus lateralis):** Derived from trap, yields very meager supplies of brackish to salty water to wells.
 - C3 (Fertigunus-siliceous dikes & tr.):** Trap dikes precontemporaneous with the Decan trap.
 - C4 (Og, olivine basalt in lava flows):** In local, intercalated freshwater limestone bed; basalt yields small to moderate supplies of good water to shallow wells, locally water is brackish.
 - C5 (Coarse to medium fine-bedded current-bedded sandstones):** With partings of siltstones & shales, coarser beds yield moderate to large supplies of good water to wells; locally water is brackish.
 - C6 (Interbedded friable current bedded sandstones):** Micaceous siltstones & variegated shales, coarser beds yield moderate supplies of good water to wells; locally water is brackish.
 - C7 (Gypsiferous shales):** With thin beds of hard sandstone, yields of wells would probably be small & water of poor quality.
- Structural Features:**
 - Dip and Strike:** Indicated by arrows and symbols. Symbols include a circle with a cross for 'Strike & Dip of area', a circle with a dot for 'Vertical dip', and a circle with a horizontal line for 'Horizontal dip'.
 - Faults:** Indicated by lines with arrows showing the sense of movement. Labels include 'Fault (dashed where probable dotted where concealed)', 'Antiformal fold (showing trace of axial plane & bearing of plunges)', and 'Synclinal fold (showing trace of axial plane & bearing of plunges)'.
 - Other Features:** 'Dog well with brackish supplemental boring', 'Deep respiratory well', 'Abandoned tube well (in Viji area)', 'Tube Well (lighter zone)', 'Area of ground water discharge by springs, seeps & for phreoscapic vegetation', and 'Spring'.
 - Contour:** A line labeled 'Contour on the water table in May 1952 interval 5 feet; datum is mean sea level'.
 - Scale:** A scale bar indicating distances in miles (0 to 10) and kilometers (0 to 10).

Generalized stratigraphic section for the Anjar-Khedoi region

Geologic age		Formation	Thick- ness (feet)	Lithology	Water-bearing properties
QUATER- NARY	Pleistocene and Recent	Alluvium	Less than 20	Unconsolidated sand with some gravel, silt and clay along channels of larger ephemeral streams.	Coarse facies yields small to moderate sup- plies of brackish water to wells.
TERTIARY	Pliocene (?)	Unconformity	0 to 615	Semi-consolidated clayey sandstone and and conglomeratic sandstone. Fossili- ferous sandstones with siltstones and conglomerates Clay shale. Lime-cement- ed conglomerate.	Yields meagre to small supplies of brackish to salty water to wells.
	Eocene (?)		0 to 30 ±	Ferruginous Laterite (iron cap) and alum- inous-ferruginous laterite.	Locally yields very meagre sup- plies of brackish to salty water to wells. Generally above the zone of saturation.
CRETACEOUS	Upper Cretaceous to Eocene	Deccan trap	0 to 500	Olivine basalt in al- ternating hard dense and soft amygdaloidal lava flows. Dykes of trap and ferruginous- siliceous sandstone.	Yields small to moderate sup- plies of good water to wells. Locally water is brackish.
	Lower Cretaceous	Unconformity	0 to 1,000 ±	Medium to coarse, white to buff, cur- rent-bedded, friable sandstone with oc- casional partings of white silty shales.	Yields moderate to abundant sup- plies of good to brackish water to wells and springs.
		Disconformity	0 to 500 ±	Intercalated medium, current-bedded sand- stone, micaceous siltstone, variegated silty shales and buff, brown and grey flag- gy sandstone.	Thicker sand- stone members yield moderate supplies of good to brackish water to wells and springs.
		Lower Bhuj series (stage)			
	Upper Jurassic: to Lower Cretaceous	Lower Bhuj series (stage)			
JURASSIC	Upper Jurassic	Disconformity			
		Katrol series	175	Thin very hard brown sandstone at top underlain by gray and yellowish brown gypseous shales.	Will probably yield meagre sup- plies of brackish to salty water to wells.

5. Ground-water features

The ground water body in the sandstone aquifers of the Upper Bhuj series is the most extensively developed in the Anjar-Khedoi region. The upper surface of this ground-water body is marked by a water table whose form and slope is shown by contours for May, 1952 in Plate 1. As indicated by the map the water table slopes in a general easterly direction from an altitude of about 300 feet near Loharia to 156 feet near Anjar. The water table crops out at the land surface in springs near Viri and Khedoi. However, among the 10 irrigated tracts the median depth to water ranged from 20 to 70 feet below land surface as based on water-level measurements made in late 1951 and early 1952.

Based on observational data collected during the present investigation, water levels in wells tapping Upper Bhuj aquifers are known to fluctuate in response to infiltration from rainfall (Fig. 2) and from run-off in stream channels, discharge by evaporation and transpiration; discharge by pumping from wells and changes in atmospheric pressure. In addition fluctuations not distinguished may occur as a result of other causes.

Replenishment to the ground-water body in the Upper Bhuj series takes place by direct infiltration from rain which falls on the land surface, by infiltration from ephemeral streams while in spate, by return seepage from irrigation, by ground-water inflow from areas outside the Anjar-Khedoi region and by underground leakage from Lower Bhuj into Upper Bhuj aquifers. Of these recharge sources rainfall penetration to the ground-water body may range from as little as 5 percent of the annual rainfall in dry years to 25 percent in years of average rainfall and may be as much as 40 percent in exceptionally wet years.

As shown by the water table contours of Plate 1, the ground-water movement in Upper Bhuj Aquifers was generally in an easterly direction in most of the Anjar, Khedoi region with gradients of about 17 to 30 feet to the mile. Local depressions or troughs in the water table were developed near Khedoi Mota, Khamra, Bhadroi-Sidungra, Nagalpur and Anjar owing to withdrawals of water from wells for irrigation.

The discharge of ground water from Upper Bhuj aquifers of the Anjar-Khedoi region takes place by evaporation and transpiration of ground-water plants, by the flow of springs and by withdrawals from wells for irrigation and public supplies. The combined natural and artificial discharge of ground water from Upper Bhuj aquifers of the Anjar-Khedoi region by evaporation, transpiration, spring flow and withdrawals for irrigation was of the order of 14,685 acre-feet in 1951.

A detailed inventory during 1951-52 indicated that there were some 660 wells of dug or dug and bored construction in the Anjar-Khedoi region that tap water in Upper Bhuj aquifers at depths ranging from 15 to 247 feet below land surface. In addition there were 5 tube wells in the Viri area from 155 to 228 feet deep that are used for the Gandhidham-Kandla Port public water supply. Currently (May 1954) 3 of the tube wells are being pumped alternately in pairs at 8 to 9 hours per day each and pumpage has ranged from 504 to 700,000 Imperial gallons per day. Mechanical pumps have also been used to an increasing degree in dug irrigation wells of the region. In 1951-52 there were some 78 pumps, all of horizontal centrifugal type in operation with yields ranging from about 50 to 380 Imperial gallons per minute. However, the age-old combination of «mote» (leather bag) and bullocks is still the most important method for drawing water from wells for irrigation. The draft from individual wells by this method ranges from about 8,000 to 36,000 gallons a day with one to three motes working simultaneously in the same well. During 1951 the total draft for irrigation was at an average rate of 13,645 acre-feet per year or an average of about 44.2 acre-feet per day during the irrigation season.

Rough calculations indicate that the annual recharge from all sources to Upper Bhuj aquifers with in the Anjar-Khedoi region may range in magnitude from about 3,000 acre-feet in dry years to as much as 18,000 acre-feet in wet years. In addition ground water is transmitted into the region through Upper Bhuj aquifers from the area to the west of Loharia and by leakage from Lower Bhuj aquifers. The long term safe yield from Upper Bhuj aquifers of the region is estimated to be of the order of 10,000 to 12,000 acre feet per year. The current (1951-54) rate of withdrawal for irrigation and for the Gandhidham-Kandla Port water supply is roughly equivalent to and even slightly exceeds the estimated safe yield. Therefore any additional draft on the ground water body would necessarily be taken from storage and could not be indefinitely sustained without detriment to existing wells.

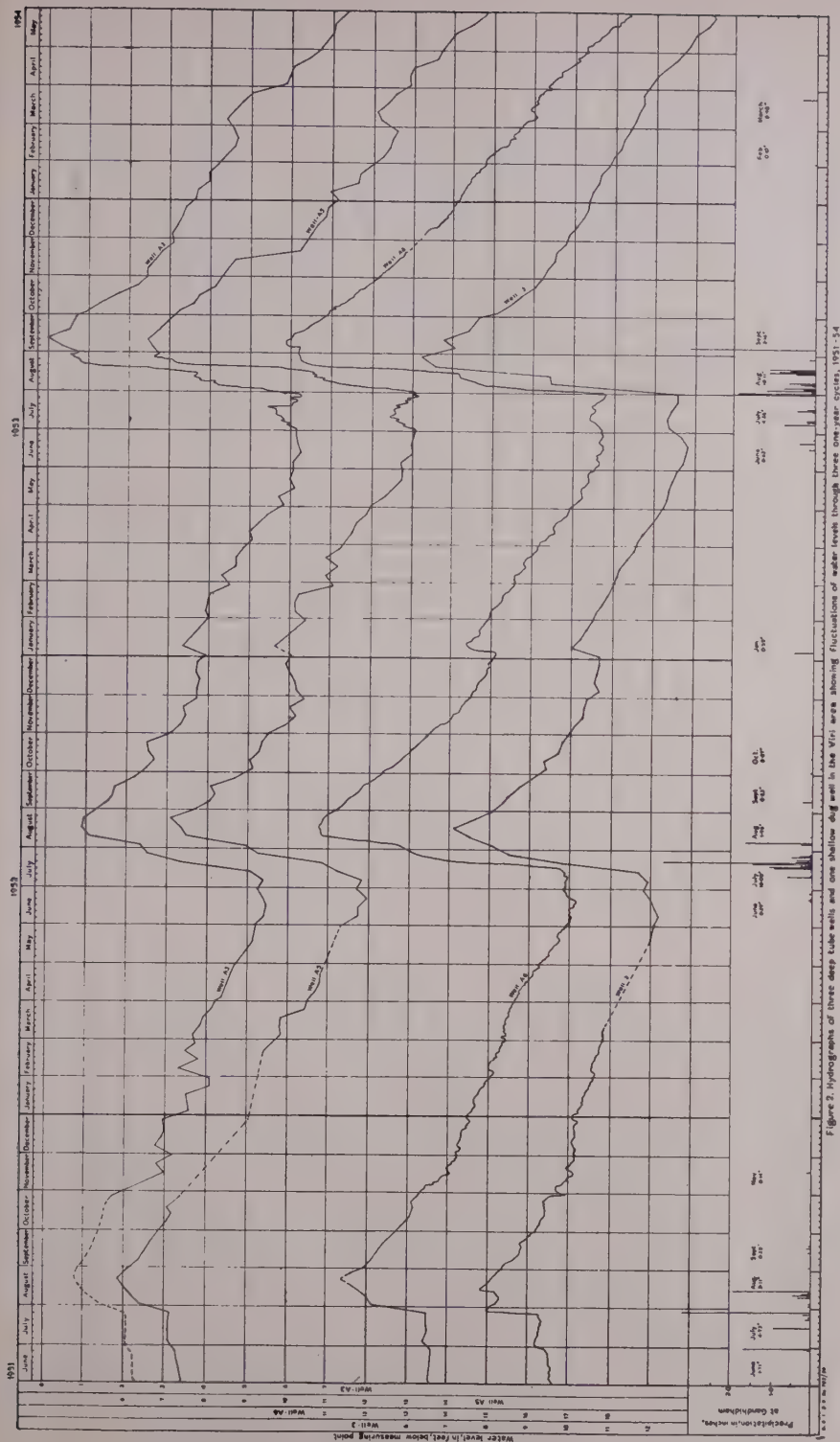
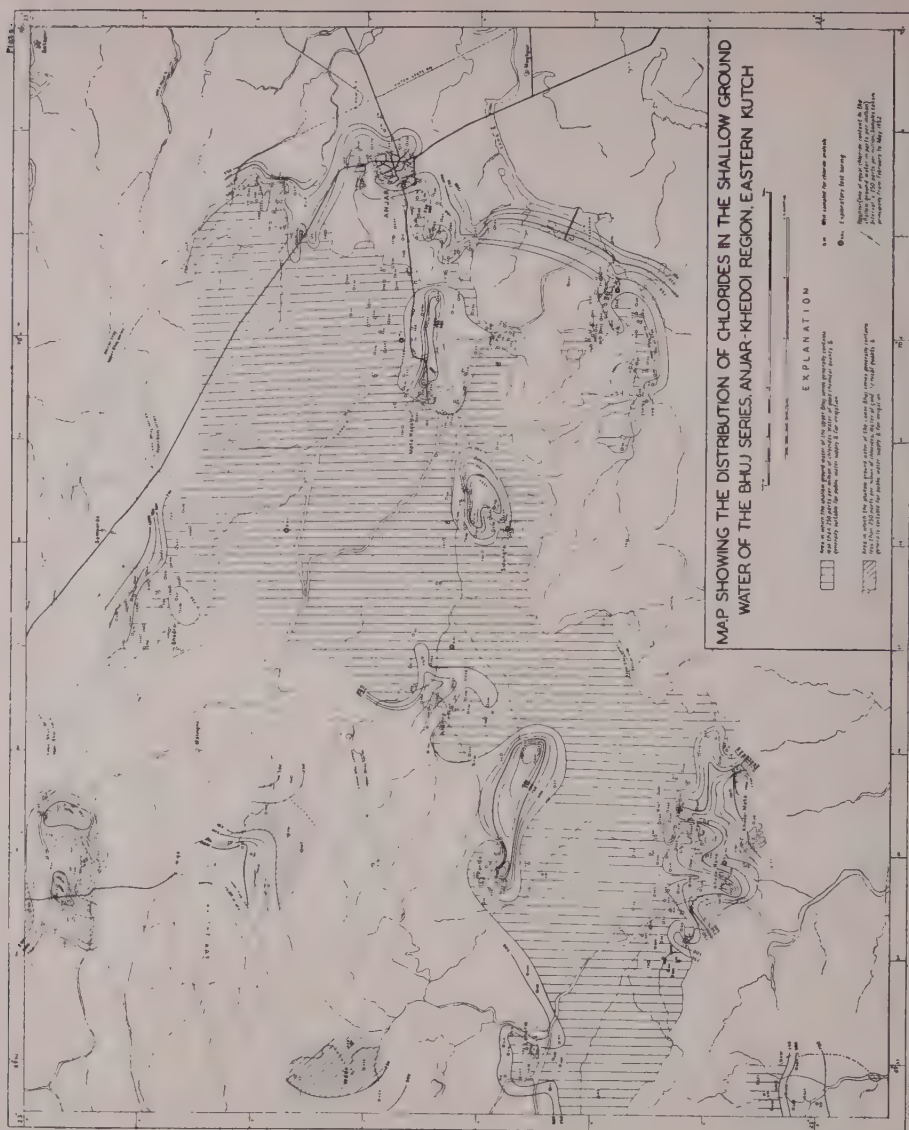


Figure 2. Hydrographs of three deep tube wells and one shallow dug well in the Viri area showing fluctuations of water levels through three one-year cycles, 1951-54

Fig. 2. Hydrographs of three deep tube wells and one shallow dug well in the Viri area showing fluctuations of water levels through three one-year cycles, 1951-54



MAP SHOWING THE DISTRIBUTION OF CHLORIDES IN THE SHALLOW GROUND WATER OF THE BHUJ SERIES, ANJAR-KHEDOI REGION, EASTERN KUTCH

EXPLANATION

- Area in which the shallow ground water of the Upper Bhuj series generally contains less than 250 parts per million of chlorides. Water of good chemical quality & generally suitable for public water supply & for irrigation.
- Area in which the shallow ground water of the Lower Bhuj series generally contains less than 250 parts per million of chlorides. Water of good chemical quality & generally suitable for public water supply & for irrigation.
- Well sampled for chloride analysis.
- Exploratory test boring.
- Scale: 0 to 10 miles.
- North arrow.

EXPLANATION



Area in which the shallow ground water of the Upper Bhuj series generally contains less than 250 parts per million of chlorides. Water of good chemical quality & generally suitable for public water supply & for irrigation.



Area in which the shallow ground water of the Lower Bhuj series generally contains less than 250 parts per million of chlorides. Water of good chemical quality & generally suitable for public water supply & for irrigation.

○₂₃

Well sampled for chloride analysis.



KH₁ Exploratory test boring.

500

Isochlor (line of equal chloride content in the shallow ground water, in parts per million).

Interval is 250 parts per million. Samples taken principally from February to May 1952.

6. Chemical quality of ground water.

The chemical quality of a water is a factor of paramount importance in its utilization for irrigation, public supplies and domestic purposes. Among 31 waters for which analyses were made, some 13 are mainly sodium chloride type waters, 7 are waters of sodium bicarbonate type and 11 are of mixed sodium chloride, sulphate and bicarbonate type. Sodium rather than calcium or magnesium appears to be the chief basic constituent of the waters, although data in this regard are not complete. Chloride is the main acid constituent in 16 of the waters, bicarbonate in 15 and sulphate in none. All the water samples are moderately to highly mineralised as is generally characteristic of ground water in arid and semi-arid regions of the world. Samples taken from some 415 shallow wells in the Bhuj series were analysed for chloride and used for the construction of Plate 2 which shows areally the distribution of chlorides and general salinity in the shallow ground water. These show that the salinity in the shallow ground water of the Bhuj series is greatest in irrigated tracts and least in unirrigated or undeveloped tracts. Deeper aquifers of the Bhuj series as shown by samples taken from exploratory borings generally contain water with higher salinity than that of shallower aquifers.

7. Exploratory drilling for water in Anjar-Khedoi region

At the instance of Kandla Port Authority, 8 exploratory borings were put down in the Anjar-Khedoi region as a part of the ground-water exploration and development programme for the Kandla Port water supply. The principal objectives of the exploratory programme were to determine the hydrostatic head, depth, thickness and the lithologic character in the Bhuj series down to a maximum depth of 850 feet, to test the chemical quality of the water in the sandstone aquifers and to test the water yielding capacity of the sandstone aquifers at different depths by rough pumping tests. Both the conventional rotary and percussion methods were used in putting down the exploratory borings. Operations carried out included coring at 4 borings and collection of wash or bailer samples where cores were not available. Mechanical analyses were made of these samples in the soils laboratory of Kandla Port Authority. Moreover, the samples were examined in detail by the writers and used in preparation of lithologic logs. Yield tests were made of 7 exploratory borings with from 2 to 5 tests of water-bearing zones at different levels in each boring. Observations during each test included measurements of discharge, static and pumping water levels and water sampling for chemical analysis.

8. Ground-water conditions in Viri area

The Viri area, here described, includes a large inlier of Upper Bhuj sediments and contiguous hills of Deccan trap lying near the village of Viri which is about 2 miles southeast of Anjar (Plate 1). The inlier of the Upper Bhuj sediments in the Viri area occupies a two-pronged valley or lowland which has been formed by erosional breaching of a pre-existing cover of Deccan trap. The oldest rock group in the Viri area is the Upper Bhuj series which is exposed or thinly covered by soil in the Viri inlier and several smaller adjacent inliers (Plate 1). As indicated by the exploratory boring A₃ the Upper Bhuj series is at least 850 feet thick in the Viri area. Elsewhere in the area the Upper Bhuj series is overlain by lava flows of the Deccan trap whose thickness ranges from a feather edge to as much as 200 feet or more.

During 1951 there were 5 tube wells constructed for the Gandhidham-Kandla Port water supply in the Viri inlier that range 155 to 228 feet deep and whose initial yields ranged from 417 to 683 Imperial gallons a minute. As of May 1954 three of the Viri tube wells were equipped with deep, well turbine pumps, one was pumped intermittently by airlift and one was used as an observation well. During May 1954 the average pumpage from the 3 operating wells was 582,000 gallons a day. A detailed inventory during 1951 indicated that there were 35 active irrigation wells in the Upper Bhuj aquifers of Viri area used to irrigate some 133 acres of fruit and vegetable crops. The average daily draft from these irrigation wells during 1951 was at the rate of approximately 400,000 gallons a day or about 535 acre-feet per year.

In order to ascertain the hydrologic properties of Upper Bhuj sandstone aquifers

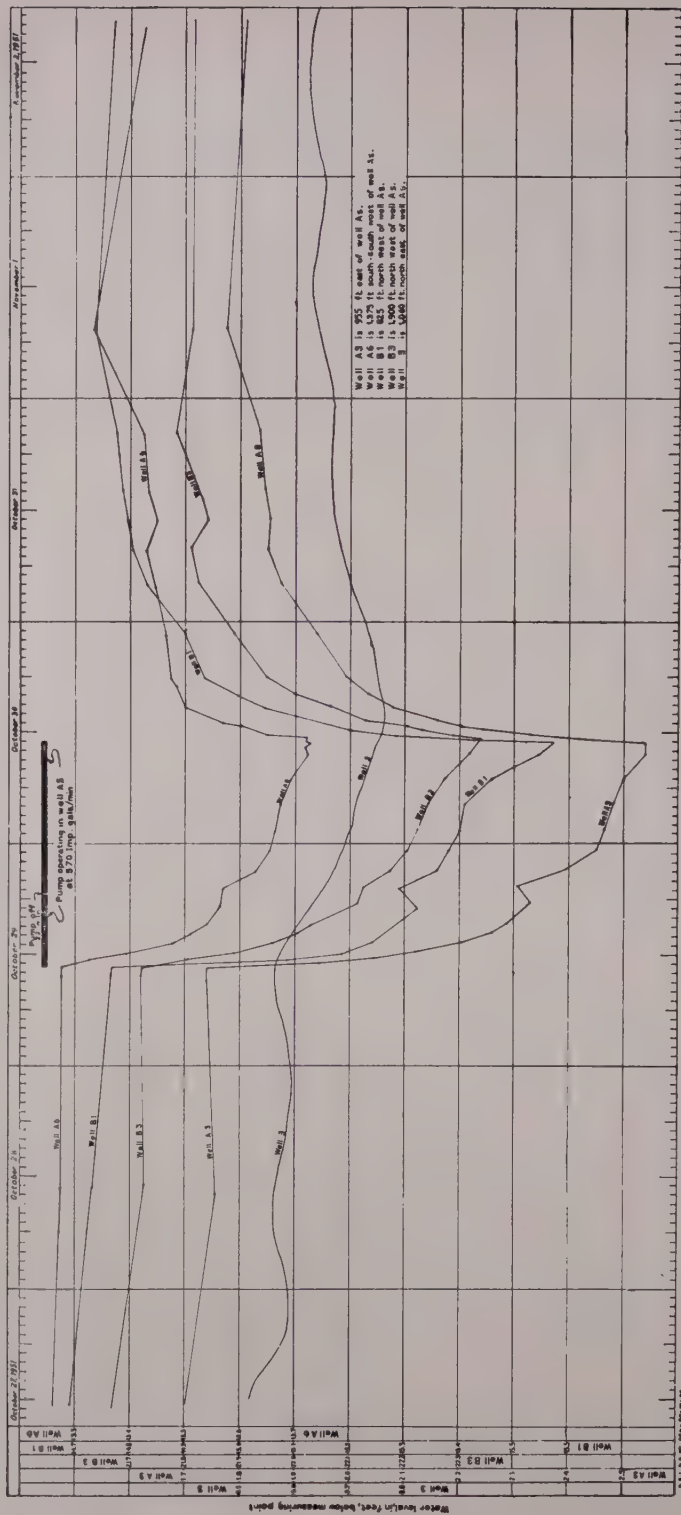


Figure 3. Hydrographs of four deep tube wells and one shallow dug well in the Viri area showing fluctuations of water levels during pumping of well A1, October-November 1951.

Fig. 3. Water level, in feet, below measuring point. — Hydrographs of four deep tube wells and one shallow dug well in the Viri area showing fluctuations of water levels during pumping of well A1, October-November 1951.

of Viri area as well as the interference effects of the tube wells on the water levels of one another during pumping, two controlled pumping tests were made during late October and early November 1951 (Fig. 3). Computations from these tests based on the Theis formula indicate that the Upper Bhuj sandstone aquifers of the area have transmissibilities ranging from 64,000 to 157,000 U. S. gallons per day per foot. Coefficients of storage obtained from the pumping effects of tube well A₅ on other tube wells of the area ranged from 1×10^{-5} to 4×10^{-4} indicating confined conditions existing in the deeper Upper Bhuj aquifers of the area. The shallow ground water is, however, under water-table or unconfined conditions. It is believed that the total pumpage from the tube wells of the Viri area should not exceed 700,000 Imperial gallons per day with an optimum draft averaging 500,000 gallons per day. A strong probability exists of contamination of the water of the tube wells by encroachment of brackish water from the southeast side of the Viri inlier, if the indicated optimum pumpage is exceeded for a prolonged period.

9. Future development of ground-water

From the results of the present investigation it is estimated that the long term safe yield from the ground water body in the Upper Bhuj series of the Anjar-Khedoi region is of the order of 10,000 to 12,000 acre-feet per year. The rate of ground-water withdrawal during 1951-54 from existing irrigation wells of the region plus that from the Viri tube wells is roughly equivalent to and may even slightly exceed the estimated safe yield. Therefore, additional draft on the ground-water body from new tube wells put down for the Gandhidham-Kandla Port water supply would eventually have adverse effects on the water levels and yields of existing irrigation wells. Likewise, the draft from irrigation wells would also adversely affect any new tube wells constructed. Hence, effective compensatory measures are very likely to be required to correct this situation, if the permanence of new water supplies from tube wells developed for the Gandhidham-Kandla Port requirements in the Anjar-Khedoi region is to be assured.

It is concluded that the average annual replenishment to Upper Bhuj aquifers of the Anjar-Khedoi region is just about in balance with present (May 1954) withdrawals for irrigation and public supplies and that there is no rejected recharge and very little salvageable discharge which can be recovered by diversion to pumped wells. Therefore development of new ground water supplies from tube wells in the Anjar-Khedoi region would necessarily result in some curtailment of the supplies of existing irrigation wells.

GROUNDWATER GEOLOGY OF THE PALI REGION JODHPUR DIVISION, WESTERN RAJASTHAN, INDIA

by

G. C. TAYLOR, Jr
U. S. Geological Survey,

and

A. K. ROY & D. N. SETT
Geological Survey of India

Abstract

The paper is based on an investigation of the ground-water resources of the Pali region which included studies of the occurrence of ground-water in its relation to the regional geology, the distribution of its salinity, and other qualitative and quantitative data and the depth of the water-table, etc. as revealed by the wells of the area. In addition, reconnaissance geological mapping was carried out for delimitation of the areal extent of water-bearing formations. The region covers an area of about 2500 square miles. The climate is semi-arid and the average annual rainfall is about 17 inches most of which falls during the southwest monsoon period from June to September.

The bed rock mostly obscured by a mantle of alluvium (30-40 ft. thick), consists of Archaean crystallines — Aravalli slates, Jalor granite and Malani volcanics. Vindhyan sedimentaries-limestone and sandstone occupy the north-eastern part of the area. The ground-water is recoverable mainly from the upper weathered zone and the joints and fissures in the bed rock. Of the wells, those ending in fissured slate give better yields — 10,000 — 15,000 gal./day. In the crystallines the ground-water level varies between 40 and 50 ft. from the ground level, while in Vindhyan it is between 15 and 25 ft.

Partial chemical analyses for bicarbonate, chloride and sulphate were made for almost all wells visited during the course of field work. These analyses reveal small but appreciable differences in the chemical quality of the water of the several geologic units. The analyses also indicate that on the average the chloride concentration in the ground water of the Pali region exceeds 1,000 parts per million, that bicarbonates are generally present in concentrations ranging from about 400 to 900 parts per million and that sulphates are generally present in slightly less concentration than the bicarbonate. Moreover, considerable changes take place in the concentration of the several ions of dissolved salts in the water from season to season and from year to year.

The investigation has brought out the fact that large scale development of ground-water would not generally be feasible in this area. However, much can be done towards improvement of existing ground-water supplies for small scale use.

* * *

Introduction

Location

The Pali region lies in Jodhpur Division of Western Rajasthan in Western India between 25°30' and 26°15' north latitudes and 73°00' and 73°45' east longitudes and extends some 47 miles from east to west and 52 miles from north to south. The principal towns of the region are Pali, Sojat and Bilara. The city of Jodhpur (population 126,800) is just a few miles north of the north-west corner of the map area (Plate 1).

Scope and Purpose of investigation

The present paper is based on a field investigation extending from November 1951 through April 1952. Mr. B. N. Sen, Assistant Chemist, of Geological Survey

of India made field chemical analyses of water samples from almost all the wells examined.

The principal objectives of the investigation were to determine, (1) the occurrence of ground water in its relation to the regional geology, (2) the depth of water table, (3) the distribution of salinity in the ground water, and (4) the quantity and quality of water available from wells for irrigation, public supply, domestic and livestock uses. In addition reconnaissance geologic mapping was carried out in connection with delimitation of the areal extent of water-bearing formations. Pertinent hydrological data were also obtained during detailed examination of some 380 typical wells in the region.

Climate

The climate of the Pali region is semi-arid. The annual evaporation in the region is almost 7 times greater than the annual precipitation. From April to June the heat is oppressive and daytime temperatures exceeding 110°F. are common. Hot winds and dust storms occur frequently at this season and occasionally in sandy tracts there are violent sand storms. During the south-west monsoon period, June to September, a relatively pleasant climate prevails as the intensity of heat considerably alleviates during these months. A brief hot season persists in October. Only from early November to the middle of March does bracing and congenial weather prevails in the region. Due to the dryness of the air and the lack of vegetative cover on the soil, temperature changes by insolation and radiation are large and rapid. A range of 30°F. or more between day and night temperatures is common in winter.

During the year as a whole, winds from the south-west to west are most frequent in the Pali region. Winds are strongest in June and lightest in November. During the cold weather period the winds are generally light and variable but blow more frequently from the north to north-east than from other directions. In the hot season and during the monsoon the winds are generally somewhat stronger and blow steadily from the south-west to west.

Rainfall

The Pali region receives seasonal but erratically distributed rain from the south-west monsoon during July, August and September and occasional light showers during the rest of the year. Approximately 90 percent of the annual precipitation falls during the southwest monsoon (i.e. June through September) and is generally associated with atmospheric depressions in the Bay of Bengal or land depressions approaching Rajasthan from the east. About 5 percent of the annual rainfall which occurs in the cold weather period of December through February is associated with atmospheric disturbances which occasionally enter Rajasthan from the west. The Aravalli Range cuts off a considerable part of the moisture of the monsoon currents entering western Rajasthan from the east and relatively little moisture is received from the currents which approach from the south and southwest.

The rainfall is generally erratic in areal distribution so that the total amount received by any particular station vary as much as 200 to 300 percent or more from year to year. Moreover, the rains at a given locality are very uncertain in intensity.

There are 4 rainfall recording stations in the Pali region — Bilara, Marwar Junction, Pali and Sojat. The mean annual rainfall for these 4 stations averages 16.54 inches which is approximately the general average for the Pali region. The average monthly and annual rainfall for each of these stations is given in the following table.

TABLE 1
Mean monthly and annual rainfall in inches

No. of years of record	Bilara	Marwar Junction	Pali	Sojat
	49	32	49	49
January	0.70	0.12	0.11	0.13
February	0.18	0.08	0.15	0.23
March	0.19	0.01	0.11	0.13
April	0.12	0.02	0.07	0.12
May	0.40	0.37	0.32	0.43
June	1.81	1.44	1.77	1.43
July	4.93	4.21	4.13	5.93
August	6.20	6.33	6.11	6.45
September	2.55	2.10	2.20	2.83
October	0.30	0.27	0.19	0.20
November	0.12	0.04	0.10	0.06
December	0.10	0.01	0.09	0.10
Annual	17.60	15.00	15.35	18.20

Topography and Drainage

Most of the Pali region is an almost level to gently undulating erosional plain interrupted from place to place by isolated buttes, rocky nubbins and short ridges which are essentially «inselbergs» or erosional residuals. The general elevation of the plain is about 1,050 feet above mean sea-level in the south-east, about 900 feet in east and north-east, and about 600 feet on the west. The highest point in the region is 1,867 feet or about 1,100 feet about the surrounding plains and the lowest general elevation of about 600 feet is on the west near Luni Junction on the Western Railway. The slope of the plains in the southern half of the Pali region is generally from Southeast to Northwest at gradients of about 12 feet per mile. In the northern half the slope is from east towards west and south-west at approximately five to six feet per mile. The entire region is drained by the Luni River and its tributaries, namely, Jojri, Mitri, Sukri and Bandi all of which are ephemeral streams. These streams and the principal confluent rise on the western slopes of the Aravalli Range whose elevation is 2,000 to 3,000 feet above sea level to the south and south-east of the map area. The upstreams near the Aravalli foot hills have gradients of about 12 feet per mile and the downstreams about 8 feet per mile. In order to conserve monsoon run-off and to increase groundwater potentialities locally a number of dams have been constructed on the larger streams of the region.

Geology

Sequence and general features of the rock

In the Pali region surficial Quaternary deposits and marine and continental sedimentary rocks of late Purana (Algonkian to early Palaeozoic age) rest on a basement of Archaean metamorphic rocks and late Purana intrusive and volcanic rocks.

Oldest of the rock groups are the Aravalli slates of Archaean age. They are predominantly argillaceous sediments with minor arenaceous bands that have been regionally metamorphosed to slates with phyllites, schists and quartzites locally present.

Intrusive into Aravalli rocks are stocks and batholiths of the Jalor granite of late Purana (Algonkian) age. Associated with these intrusives — possible as a late phase of the same period of magmatic activity — are the felsic lavas and pyroclastics of the Malani volcanics.

Resting unconformably on older rock groups are continental sandstones and marine limestones of the Vindhyan system of late Purana (Algonkian) to early Palaeozoic age.

Quaternary deposits include intercalated lenses of stream-laid, clay, silt, sand and gravel and wind-blown sand which form a thin blanket over bedrock formations in much of the region. Associated with these deposits are thin but widespread pans of lime carbonate (Kankar) which commonly cap planated bedrock surfaces.

The general sequence, character and water-bearing properties of the rock units of the Pali region are summarized in Table II and are described in more detail in following pages :

TABLE 2

General stratigraphic section of the rocks of the Pali region, Jodhpur division, Western Rajasthan

Geologic age		Geologic unit	Lithologic character	Water-bearing characteristics
QUATERNARY	RECENT	Windblown sand	Buff-coloured medium to fine-grained windblown sand in thin mantles over bedrock and alluvium. Forms occasional dunes along Luni, Bandi and other large rivers of the region.	Generally above the regional water table.
		Younger alluvium	Unconsolidated silt, sand and gravel derived from erosion of older rocks and alluvium. Deposited along large stream channels. Thickness rarely greater than 40 feet and average is about 20 feet or less.	Yields moderate to meagre supplies of salty water to shallow wells from discontinuous underflow conduits along the Luni, Bandi, Sukri and other large watercourses of the region.
	PLEISTOCENE	Older alluvium	Poorly sorted semi-consolidated silt, sand and rubbly gravel. In part transported and in part derived <i>in situ</i> from bedrock. Generally impregnated with secondary lime carbonate (Kankar) which commonly forms hard pans of considerable thickness. Average thickness about 40 feet or less. Southwest of Bilara about 3-4 miles forms low terrace remnants.	Yields moderate to meagre supplies of brackish to salty water to wells where present in the zone of saturation. In much of the Pali region lies above the regional water table.

TABLE 2 (Continued)

Geologic age	Geologic unit	Lithologic character	Water-bearing characteristics	
PURANA OR EARLY PALEOZOIC	VINDHYAN	Limestone member	Hard gray cherty or siliceous limestone. Generally fine-grained, compact & non-crystalline. Occurs prominently in belt extending from Sojat to Bilara and northward. Maximum thickness is 150 feet or more.	Yields moderate to meagre supplies of fair to slightly salty water to wells from fractures, joints and bedding planes and to limited extent from solution cavities.
	VINDHYAN	Sandstone member	Medium to fine-grained indurated red to buff coloured sandstone. Current bedding common. Conglomerate 8-10 feet thick near base at Sojat. Restricted occurrence near Sojat and Pichak. Maximum thickness about 100 feet near Sojat.	May yield moderate to meagre supplies of fair to brackish water to wells from joints and bedding planes where present in regional zone of saturation. Generally above the regional water table in the Pali region.
PURANA (ALGONKIAN)	MALANI	Volcanics	Hard red, buff and grey porphyritic and aphanitic rhyolite lava flows intercalated with indurated bedded tuffs and breccias. Locally lavas and pyroclastics of intermediate to mafic composition are present. Occur extensively in the western part of the region and form high hills in the south-west.	Yields meagre supplies of brackish to salty water to wells from joints, fractures and bedding planes where these are present in the regional zone of saturation.
PURANA (ALGONKIAN)	JALOR	Quartz reefs	Coarse milky quartz in thick reefs and veins. Cross cuts Aravalli slate and Jalor granite. Prominent at Sardar Samand tank, Olvi buttes and near Bhinwalia.	May yield water to wells where present in the zone of saturation.
	JALOR	Granite	Coarse grey equigranular biotite-hornblende granite and fine to medium-grained pink granite.	Yields moderate to meagre supplies of fair to salty water to wells from joints and cleavage planes and from gruss where present in the zone of saturation.
ARCHAIC	ARAVALLI	Slates	Dark grey and brown slates with minor ferruginous quartzites, phylites and mica schists.	Yields moderate to meagre supplies of fair to slightly salty water to wells from joints, cleavage and bedding planes where present in the zone of saturation.

Ground water

General features

Ground water in the Pali region occurs in a single and relatively thin zone of saturation which extends through contiguous bodies of thin alluvium, and of igneous, metamorphic and consolidated sedimentary rocks. No locally perched ground-water bodies have been observed and the regional geology precludes the existence of deep artesian aquifers. The water table thus represents the upper limit of the regional zone of saturation in which the water is generally unconfined.

Essentially all of the ground water that occurs in the rocks of the Pali region originates as rainfall. A part of the rain which falls in the Region returns to the atmosphere by direct evaporation from the land surface, a part flows directly to the streams and is carried away and another part seeps into the soil and rocks. Of this last part some is also returned to the atmosphere by evaporation from the soil and by transpiration through plants. The rest percolates downward through cracks, crevices and interstices of the rocks until it reaches the water table below which all openings are saturated with water. The water in the saturated zone below the water table is known as groundwater. Under the influence of gravity this water moves slowly toward areas of lower elevation where it emerges at the land surface in springs or seeps or is discharged by evaporation and transpiration.

In the Pali region permeable rocks are present in the space between the land surface and the water table; thus the ground-water body exists in a sort of a reservoir and its upper surface, the water table, is free to rise and fall as water is added to or discharged from the rocks. The water table may rise during or after protracted heavy rainfall as more of the rock is saturated and may fall during the dry season as part of the rock is dewatered by evaporation, by transpiration and by discharge through seeps and springs.

The natural fluctuations of the water table in the Pali region reflects the seasonal distribution of the rainfall. The water table generally reaches its highest stages in August or September at the end of the rainy season. The lowest stages usually occur at the end of the dry season in May or June. The rise of the water table during the rainy season is a measure of the accumulation of water in underground storage. It indicates the excess of replenishment over the loss by natural discharge in spring flow, in evaporation and in transpiration of plants. The water accumulated underground in the rainy season is dissipated by transpiration, evaporation, spring flow and withdrawals from wells during the dry season. The loss in storage during this season is indicated by the decline of the water table in wells and decreased spring flow.

The Depth and Slope of the Water Table

During the present investigation the depth from the land surface to the water table was measured in some 380 wells widely distributed over the Pali region. All of the wells measured lie in the plains tracts of the region; thus in the higher hilly tracts water levels in wells are likely to be comparatively deep. Among those wells measured the greatest depth to water was 114.51 feet at well 139 just west of Rundia. However, in many places along the larger ephemeral watercourses such as the Luni, Bandi and Sukri Rivers the water table is at or near the land surface. Table III shows the range of depth to the water table, in feet below the land surface, in some 374 measured wells of the Pali region.

The form and slope of the water table are known only approximately because data were not sufficient from the present investigation to prepare a contour water-table map. The slope of the water table in the plains tracts of the region is approximately subparallel to the slope of the land surface. The water table in the northern half of the map area generally slopes towards the west and west-southwest. Thus from elevations of about 850 feet near Bilara on the northeast and 875 feet near Sojat on the east it falls evenly at about 5 to 6 feet per mile to elevations of about 575 feet on the west side of the map area. In the southern half of the region the slope is generally towards the north-west from elevations of about 1,000 feet in the southeast

to about 600 feet on the west. The water-table gradients in this part of the region are of the order of 8 to 10 feet per mile.

TABLE 3

Depth to water (feet)	No. of measured wells in range	Percent of total	Depth to water (feet)	No. of measured wells in range	Percent of total
0-10	2	0.5	61-70	22	5.9
11-20	68	18.2	71-80	7	1.8
21-30	99	26.5	81-90	3	0.8
31-40	80	21.4	91-100	1	0.3
41-50	52	13.9	101-110	0	0
51-60	39	10.4	111-120	1	0.3

Source and disposal of ground water

As has been previously described the ultimate source of the water in the zone of saturation is rainfall. Some of the replenishment is derived from water which penetrates directly downward to the water table from the land surface within the geographic confines of the Pali region. However, replenishment also occurs by infiltration from ephemeral streams during freshets. A considerable part of this water originates as run-off from rain in the Aravalli foothills adjacent to the region. The amount of ground-water replenishment is greatest during years of normal or high rainfall and run-off and least in years of deficient rain. The mean annual precipitation in the Pali region is about 17 inches but the average frequency of years with less than half the mean precipitation is about one in 6.4 years. The amount of groundwater replenishment in such deficient years is probably very small or negligible.

Water in the zone of saturation moves down the slope of the water table toward areas of ground-water discharge. The rate of movement depends principally on the water-table gradients and the permeability of the rocks in the zone of saturation. Through the heterogeneous openings which prevail in the saturated rocks of the Pali region, it is presumed that rate of ground-water movement is relatively slow.

Natural ground-water discharge in the region takes place almost entirely by evaporation and transpiration where the water table is shallow. Flowing springs occur only rarely. Along the channels of the Luni, Sukri and Bundi rivers and other smaller ephemeral streams the water table is generally within 10 feet of the land surface and at many places in the channels of such streams the water table is at the surface in small stagnant pools and in adjacent areas the capillary fringe extends to the surface in moist salt-impregnated ground. Active evaporation of ground water occurs from such places especially during the dry season. Phreatophytic plants which subsist by sending their roots down to the capillary fringe are moderately to very abundant along extensive reaches of the Luni, Bundi, and Sukri rivers and other smaller streams. Such plants include varieties of salt grass, tamarisk, sedges, pickleweed (a succulent saltresistant plant) and others. In the process of plant growth and development they annually transpire a considerable amount of water. Precise data are lacking as to the annual ground-water discharge by evaporation and transpiration in the Pali region. However, judging from conditions in comparable regions of the United States the combined annual loss may be of the order of 3 acre feet of water per acre of moist ground.

The Physical character of rock units and their water-bearing properties

General features

The areal extent of water-bearing rocks and the locations of typical wells in the

GEOLOGICAL SURVEY OF INDIA

Reconnaissance geological map of the pali region jodhpur division,
Western Rajasthan

showing

THE LOCATION OF TYPICAL WELLS
AND OTHER GROUND WATER FEATURES

Geology and hydrology by A. K. Roy, D. N. Sett and George C. Taylor Jr.
Chemical analyses by B. N. Sen

EXPLANATION

Unconsolidated to semiconsolidated clay and silt interbedded with sand and gravel, commonly cemented by lime carbonate (bankar). Capacities of most wells range from about 4,000 to 31,000 gallons per day.

Poorly stratified fine-grained gray cherty limestone. Generally contains the regional zone of saturation where shown in the map area and yields water to wells from bedding planes, joints and other tabular partings. Individual capacities of most wells range from about 7,500 to 28,000 gallons per day.

Stratified medium to fine-grained dark red to reddish brown and buff sandstone in part conglomeratic. Current-bedding commonly well developed. Generally above the regional zone of saturation in the map area.

Dark red, buff and gray porphyritic to aphanitic rhyolitic flows interbedded with indurated tuff and breccias. Locally mafic and intermediate lavas and pyroclastics are present. Generally contains the regional zone of saturation where shown in the map area and yields water to wells from bedding planes, joints and fractures. Individual capacities of most wells are generally less than 25,000 gallons per day.

Coarse milky quartz in thick reefs. May yield water to wells where present in the zone of saturation.

Coarse gray equigranular biotite-hornblende granite and medium to fine-grained pink granite. Generally contains the regional zone of saturation where shown in the map area and yields water to wells from joints and cleavage planes and from gruss. Individual capacities of most wells range from about 5,000 to 15,000 gallons per day.

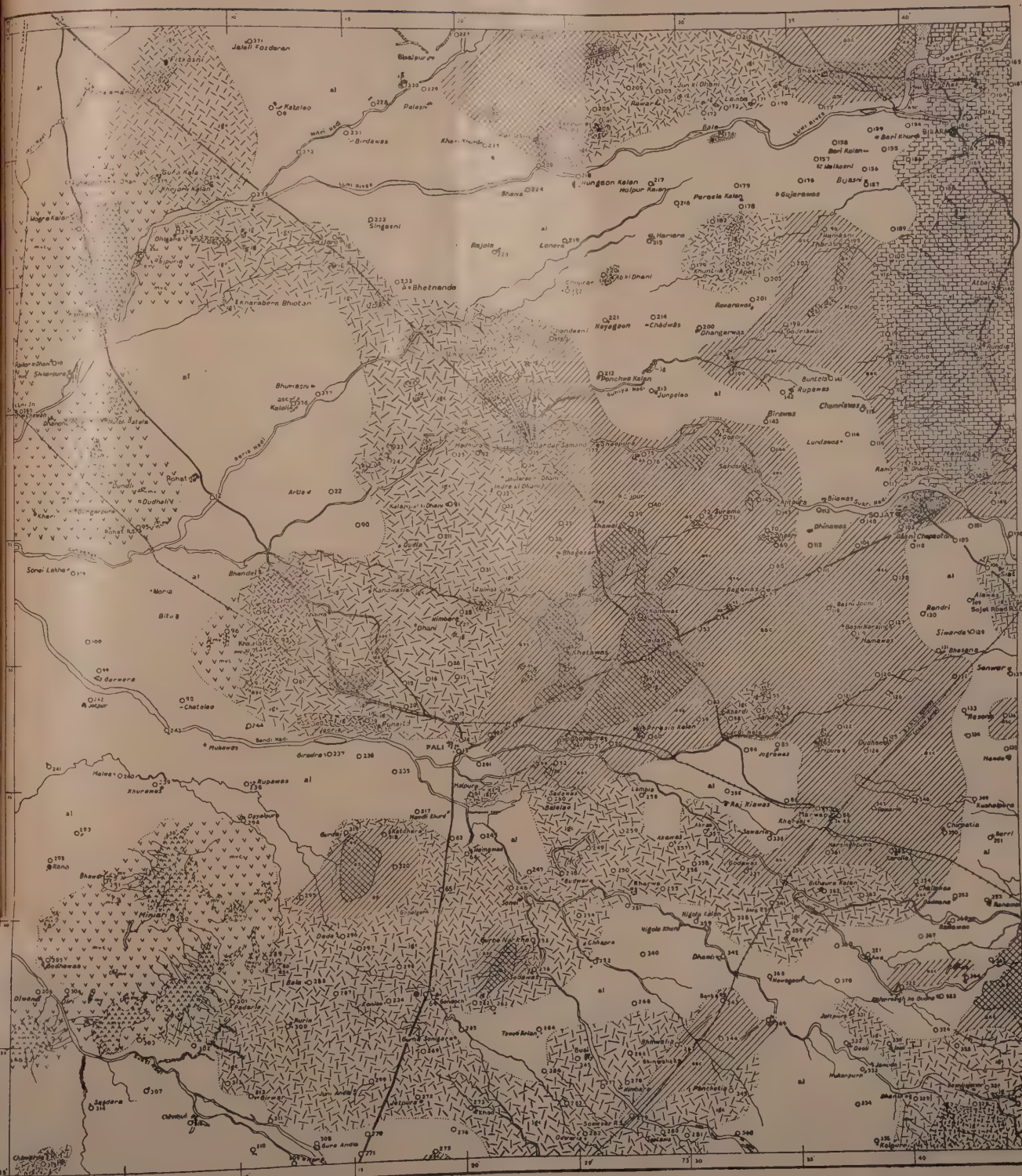
Dark gray and brown slates with minor ferruginous quartzites, phyllites, and mica schists. Generally contains the regional zone of saturation where shown in the map area and yields water to wells from bedding and cleavage planes and from joints. Individual capacities of most wells range from about 3,000 to 22,000 gallons per day.

Quaternary
Alluvium
Vindhyan system
Limestone member
Alagonian to early paleozoic
Parana (Alagonian)
Jalor granite
Aravalli slates

O¹²⁰ Dug well.
- 15° Strike of beds and dip in degrees.
- 90 Vertical dip.

Chemical quality of the ground water

Formation	Radical	Parts per million		Average taste
		Range	Average	
Alluvium	Bicarbonate HCO ₃	137-2,406	630	Slightly salty to very Salty
	Chloride Cl	10-14,013	2,281	
	Sulphate SO ₄	0-4,720	699	
Vindhyan limestone member	Bicarbonate HCO ₃	332-550	422	Fair to slightly salty
	Chloride Cl	340-2,625	1,077	
	Sulphate SO ₄	4-620	234	
Malani Volcanics	Bicarbonate HCO ₃	297-3,278	1,071	Brackish to Salty
	Chloride Cl	171-2,991	1,106	
	Sulphate SO ₄	0-2,320	775	
Jalor granite	Bicarbonate HCO ₃	229-2,704	628	Fair to salty
	Chloride Cl	10-8,784	1,666	
	Sulphate SO ₄	0-8,200	721	
Aravalli slates	Bicarbonate HCO ₃	309-1,214	641	Fair to slightly salty
	Chloride Cl	25-7,150	1,364	
	Sulphate SO ₄	0-2,360	350	



Pali region are shown in Plate 1. As indicated in Plate 1 the regional water table lies in bedrock formations in two-thirds or more of the map area. Surficial alluvial deposits generally lie above the water table except where separately mapped.

The water-yielding capacities of all of the rock units of the Pali region are comparatively low and on the average among the units there appears to be relatively little difference in capacity. The approximate sustained capacities, in gallons per day, of individual wells ending in the several rock units of the Pali region are summarized in Table 8 below. All of the wells are dug and generally of large diameter. Practically all of the observed wells are less than 60 feet deep and none is deeper than 120 feet. Generally the wells extend no more than 10 to 20 feet below the water table.

TABLE 4

Among the observed wells the average over-all capacity per individual well is 12,300 gallons per day

Water-bearing formation	No. of wells observed	Minimum observed capacity (Gal./day)	Maximum observed capacity (Gal./day)	Average (Gal./day)
Younger alluvium	7	8,000	31,000	14,000
Older alluvium	31	4,000	30,000	12,800
Vindhyan limestone	14	7,500	28,000	13,900
Jalor granite	12	5,000	15,000	9,400
Aravalli slates	25	3,000	22,000	11,700

Water in the alluvium

Alluvial deposits are areally extensive but of limited thickness in the Pali region. The maximum observed thickness of alluvial deposits was 93 feet at well 129 which is just south of Siwards. Moreover, it is inferred that the maximum thickness anywhere in the region probably does not exceed 125 feet. The deposits are generally thickest in mapped areas where they contain the regional water table. In areas of concealed bedrock shown in Plate 1, the alluvial deposits are generally less than 30 feet thick.

Along the channels of the larger water courses such as the Jojri, Mitri, Luni, Sukri (Sojat) and Bundi (Pali) are narrow bands of unconsolidated sand and gravel with some silt and clay. These deposits are of somewhat younger geologic age than the older alluvium which blankets the plains between the streams. The older alluvium is largely of sand with considerable silt and clay and rubbly gravel that are commonly cemented and indurated by secondary deposition of interstitial lime carbonate (kankar).

In the bands of younger alluvium along the larger water-courses ground water moves in shallow underflow conduits which are interrupted from place to place by bedrock outcrops. Wells which tap water in younger alluvium generally have sustained capacities ranging from about 8,000 to 31,000 gallons per day and average about 14,000 gallons. The low capacities of wells in these relatively permeable deposits are due in large measure to their thinness and discontinuity.

The average salinity of the water is markedly higher than that of water in other rock units of the region.

The average bicarbonate content is considerable lower than the general average for all rock units but the average chloride and sulphate contents are markedly higher. The high salinity in water of the younger alluvium is attributed to concentration of salts by evaporation and transpiration in areas of ground-water discharge which lie principally along the larger water courses.

Water in the older alluvium moves largely through interstitial openings in the more pervious sand and gravel beds which lie in the zone between the water table and underlying bedrock. Where the alluvium is water-bearing (Plate 1) it is probable that this zone is generally less than 50 feet thick. The sustained capacities

of wells tapping water in the older alluvium range from about 4,000 to 30,000 gallons per day and average about 12,800 gallons per day. The low yields of wells in the older alluvium are due to its lack of areal continuity, to its thinness, to its poor sorting and to low permeability which has resulted from secondary cementation by lime carbonate.

The average chemical quality of the water in the older alluvium is slightly better than that in the younger alluvium but inferior to the quality of water in bed rock formations. The average bicarbonate and sulphate contents are near the general average for all rock units in the region, but the chloride content is somewhat higher.

Water in rocks of the Vindhyan system

Resting unconformably on older rock groups are continental sandstones and marine limestones of the Vindhyan System of late Purana or early Palaeozoic age.

The limestone, the upper member, is generally medium to dark grey in colour and of compact non-crystalline texture, and is generally calcareous and moderately cherty. In general bedding planes and joint systems are very poorly developed.

The net permeability of the Vindhyan limestone is relatively low but some ground water circulates through irregular fractures and probably to a limited extent through joints, bedding planes and solution cavities where these are present. Individual wells tapping water in the limestone generally yield from about 7,500 to 28,000 gallons per day and average about 13,900 gallons daily.

The chemical quality of water in Vindhyan limestone is superior to that of any of the other rock units of the Pali region.

The water in the limestone has a lower average content of bicarbonate, chloride and sulphate than the average of any of the waters from other rock units of the region. The taste of the water generally ranges from fair to slightly salty.

The sandstone, the lower member, is generally less than 100 feet thick, and dips towards east at low angles. The sandstone is generally dark red to reddish brown in colour but in places beds of buff colour are present. The rock is well indurated and commonly of medium to fine-grained texture although coarse conglomeratic streaks occur locally. Current bedding is conspicuously present in most places and bedding and joint planes are well-developed. In the Pali region the sandstone crops is out only near Sojat and Pichak where it generally lies above the regional water table.

Water in the Malani volcanics

Associated with the Jalor intrusives, possibly as a late phase of the same period of magmatic activity, are the felsic lavas and pyroclastics of the Malani Volcanics.

Malani rocks include dark red, brown, gray and buff rhyolite lava flows of porphyritic to glassy texture interbedded with vitrified tuffs and breccias. Locally lava flows and pyroclastics of intermediate to mafic composition are present. For the most part Malani rocks are highly indurated and relatively impervious. However, some ground water circulates through the rocks along bedding planes, joints, sheeting and other secondary tabular partings. The bedding planes generally strike north to north-northwest and dip to the west at about 15 to 30 degrees. North of the Luni River and west of the Jodhpur-Pali highway two sets of vertical joints are commonly present. One set strikes about north to northeast and the other at right angles. The spacing of these joints is generally less than 2 feet. Strong vertical sheeting has been observed in some outcrops although it is not common. The capacities of individual wells in Malani rocks of the region are generally less than 25,000 gallons per day.

The average bicarbonate content is the highest of any of the rock units of the region but the chloride and sulphate contents lie near the general average. In the Malani Volcanics the water is generally brackish to salty.

Water in the Jalor granite

The Jalor granite and the Aravalli slates are the two most extensive of the bedrock units of the Pali region. Intrusive into Aravalli rocks is the large batholithic mass of Jalor granite of Purana age. The granite occurs in two varieties- a pink felsic type and a grey or greenish grey mafic type. Both varieties are generally

non-porphysitic and non-foliated and are commonly of medium to coarse-grained texture.

Circulation of water in the granite occurs through surficial mantles of disintegrated rock and through joints, sheeting and other minor partings. By weathering processes which have prevailed in the Pali region the fresh rock near the surface breaks down *in situ* by disintegration of constituent mineral grains and by decomposition through hydration of feldspars and ferromagnesian minerals. The resulting weathered product of disintegrated granite or «gruss» has a markedly higher capacity to store and transmit water than the fresh unweathered rock. Thus the thickness and extent of the gruss mantle is of considerable importance with respect to the local availability of ground water in granite terrain. In most granite tracts of the Pali region the thickness of the gruss mantle commonly ranges from about 40 to 60 feet being generally thickest in those areas underlain by gray coarse textured granite. Among those well sections examined the greatest observed thickness of gruss was 83 feet in well 93 at Khairla railway station.

As a rule in granite terrains the water-yielding capacity of the rock decreases with increasing depth because the width and number of joints and other partings decreases as the depth increases. In the Pali region the maximum depth to which the gruss mantle extends is probably of the order of 90 to 100 feet below the land surface.

The most active ground water circulation in the Jalor granite probably occurs within the zone which extends from the water table downward for perhaps 50 feet. The yield of a well in the granite depends on the number, width and spacing of joints and of the relative thickness and permeability of the gruss mantle below the water table. Most open dug wells in the Pali region that tap water in the Jalor granite have individual capacities ranging from about 5,000 to 15,000 gallons per day and average about 9,400 gallons daily. Wells in granite are thus on the average somewhat less productive than those in other rock units of the region.

The average bicarbonate, chloride and sulphate contents of water in the Jalor granite lie near the general average. However, the average chloride content of the water is higher than the averages for any of the other bedrock units. Water in the granite ranges from fair to salty in taste.

Water in the Aravalli slates

Oldest of the rock groups are the Aravalli slates of Archaean age. These rocks are predominantly argillaceous with minor arenaceous bands which on metamorphism have produced slates with phyllites, schists and locally quartzites.

Ground water in Aravalli rocks circulates along bedding planes and through slaty and fracture cleavage planes. Bedding planes are well developed in the Aravalli slates and are commonly spaced at intervals of about 6 inches to 2 feet. The strike of the bedding at most places in the region ranges between N. 15°E. and N. 50°E. and the dips are commonly from 45 degrees to vertical. Slaty cleavage partings subparallel to the bedding are present in the slates although not markedly developed. Fracture cleavage planes are abundant and afford the largest volume of voids in which water is stored and transmitted through the slates. The fracture cleavage planes are commonly inclined from about 60 degrees to vertical and are spaced at intervals of a few inches.

By weathering processes near the surface tabular partings in the slates are widened and the movement of water is facilitated. However, with depth such partings tend to close and to decrease in number so that deep percolation of water in the slates is retarded. The behaviour of wells in the slates indicates that most of the ground water is stored and circulated within the zone extending a few tens of feet down from the water table. It is inferred that very little circulation of water occurs in the slates below depths of about 200 to 250 feet and thus deep boring for water in these rocks is generally futile.

The yield of a well in the Aravalli slates depends on the number, width and spacing of water-bearing partings intersected by the well below the water table. The individual capacities of open dug wells in the slates range from about 3,000 to 22,000 gallons per day and average about 11,700 gallons daily.

The average bicarbonate, chloride and sulphate contents of water in the Aravalli slates lies near the over-all average for water in all rock units of the Pali region. The taste of the water ranges from fair to slightly salty.

TABLE 4

Water-bearing for- mation	No. of wells sampled	Parts per million *											
		Bicarbonate (HCO ₃)				Chloride (Cl)				Sulphate (SO ₄)			
		Max.	Min.	Median	Average	Max.	Min.	Median	Average	Max.	Min.	Median	Average
Younger alluvium	15	940	229	447	494	8,353	125	1,500	2,572	4,720	Trace	410	912
Older alluvium	151	2,406	137	538	642	14,013	10	1,752	2,252	4,600	Trace	309	678
Vin- dhyan lime- stone	17	550	332	425	442	2,625	340	905	1,077	620	40	280	234
Malani volcanics	8	3,278	297	768	1,071	2,991	171	701	1,106	2,320	Trace	480	775
Jalor granite	88	2,708	229	561	628	8,784	10	1,122	1,666	8,200	Trace	360	721
Aravalli slates	82	1,214	309	527	641	7,150	25	914	1,364	2,360	Trace	200	350

* Based on analyses of samples taken from wells during the period extending from November 1951 to April 1952.

Distribution and concentration of salinity

In the course of the present ground-water investigation partial chemical analyses were made of water samples collected from nearly all wells visited during the field work extending from November 1951 to April 1952. These analytical data have been used to construct Plates of the Geological Survey of India which show areally the distribution and concentration of the bicarbonate, chloride and sulphate ions, respectively, the ground water of the Pali region. A comparative inspection of these plates indicates no sharply apparent relation in concentration and distribution among the bicarbonate, chloride and sulphate constituents of the ground water. However, there appears to be a broad relation between the patterns of distribution of the chlorides and the sulphates. The distribution and concentration of bicarbonates appears to be independent of either the chloride or the sulphates in the Pali region.

There is a moderate to high concentration of dissolved salts in the normal ground water of most of the Pali region. Chloride, probably largely as sodium chloride, is the most common and abundant of the anion constituents present. On the average the chloride concentration exceeds 1,000 parts per million so that most well waters of the region have perceptibly to strongly salty taste. Carbonates are generally absent or are present only as traces in most of the well waters of the region. Bicarbonates however, are on the average the second most abundant of the anionic constituents. They are generally present in concentration ranging between about 400 and 900 parts per million. Sulphates, which are the third most abundant of the anions, are generally present in slightly less concentration than bicarbonates. The pH values of most of the well waters lie between limits of 7.3 and 8.3 indicating that slight alkalinity generally prevails in the ground water.

A comparative inspection of the geological map (Plate 1) of the Pali region with the salinity maps suggests no direct relation of the several geologic units with the salinity distribution patterns. However, when the analytical data are studied statistically it is apparent that on the average there are small but appreciable differences in the chemical quality of the water among the several geologic units. It is observed that the ionic concentration of dissolved salts in the ground water may vary considerably from year to year as well as from season to season. Thus the pattern of salinity concentration and distribution shown in Plates of the Geological Survey while valid for the period of November, 1951 to April, 1952 may be appreciably different in other years or seasons. Periodic sampling of observation wells from season to season and from year to year is required to ascertain the magnitude of these changes. A summary of partial chemical analyses of waters from wells showing ranges of bicarbonate, chloride and sulphate content in the several geologic units of the Pali region is given in Table 4.

As indicated in Table 4 the waters of the younger and older alluvium contain on the average considerably higher concentrations of chlorides and total solids than any of the bedrock formations of the region. The water in the Jalor granite contains the highest average concentration of chlorides and of total solids among the bedrock formations. The water of the Vindhyan limestone is lowest in average bicarbonate, chloride and sulphate content among all of the geologic units. The average bicarbonate and sulphate contents of the waters of the Malani volcanics are considerably higher than those of other bedrock units of the region.

The chemical categories of waters from wells as compared with their occurrence in the several geologic units of the Pali region are given in Table 5.

In Table 5 water in which chlorides form more than 50 percent of the total anions is categorized as of chloride type. Similarly the bicarbonate and sulphate types are also so classified. A mixed type water contains less than 50 percent of any one anion. The table indicates that waters of bicarbonate type occur in all of the geologic units of the region but are subordinate in importance to chloride type waters. Bicarbonate waters are the highest in percentage in the Malani volcanics and least in the Vindhyan limestone. With the exception of the Malani volcanics waters of chloride type are found in all geologic units of the region and predominate in the younger alluvium and in the Vindhyan limestone. Chloride waters are also present in a majority of samples in the older alluvium and in the Aravalli slates. Waters of sulphate type are absent or rare in the younger and older alluvium, the Vindhyan limestone and the Aravalli slates but are present to a minor extent in the Malani volcanics and in the Jalor granite. Mixed waters occur among all of the geologic

TABLE 5

Waterbearing formation	No. of wells sampled	Bicarbonate * type		Chloride * type		Sulphate * type		Mixed * type	
		No. of samples	Per-cent	No. of samples	Per-cent	No. of samples	Per-cent	No. of samples	Per-cent
Younger alluvium	15	3	20.0	12	80.0	0	0	0	0
Older alluvium	151	44	29.1	88	58.3	1	0.7	18	11.9
Vindhyan limestone	17	1	5.9	14	82.3	0	0	2	11.8
Malani volcanics	8	3	37.5	0	0	1	12.5	4	50.0
Jalor granite	88	30	34.1	40	45.4	4	4.6	14	15.9
Aravalli slates	82	25	30.5	45	54.9	0	0	12	14.6

units except the younger alluvium. In the Malani volcanics 50 per cent of the waters examined are of mixed type and in the rest of the rock units mixed type waters occur but are subordinate to chloride and bicarbonate waters.

Seasonal Changes in salinity

Available analytical data are not yet sufficient to determine the details of monthly, seasonal or annual changes in the salinity of the ground water of the Pali region. However, in order to establish the magnitude of such changes, some 65 of the wells sampled during the period November 1951 - April 1952 were visited and sampled again in November 1952. The comparative analytical data are summarized in Table 6.

TABLE 6
Summary of changes in bicarbonate, chloride and sulphate content between November 1951 - April 1952 and November 1952 in 65 wells of the Pali region

	Bicarbonate (HCO ₃)	Chloride (Cl)	Sulphate (SO ₄)
Average net change; plus (+) is increase, minus (—) is decrease, in parts per million	+ 13	— 168	— 174
No. of wells, showing increase	37	29	15
No. of wells, showing decrease	28	36	39
No. of wells, showing no change	0	0	11
Maximum increase in ppm	658	2,114	630
Minimum increase, in ppm	5	1	10
Average increase, in ppm	125	252	123
Maximum decrease, in ppm	667	2,090	2,000
Minimum decrease, in ppm	2	2	20
Average decrease, in ppm	137	507	289

As Table 6 indicates there was on the average a slight net increase in bicarbonates and somewhat larger net decreases in chlorides and sulphates in the interval between

* Based on analyses of samples taken from wells during the period extending from November 1951 to April 1952.

the first and second samplings. Moreover, the average decrease in concentration of all three anions was greater than the average increase. The available data indicate that conspicuous changes in salinity occurred in the waters of individual wells although no over-all or regionally consistent changes were observed.

Factors affecting salinity

The moderate to high salinity in the ground water of the Pali region as well as most of western Rajasthan is a relatively common phenomenon in the arid and semi-arid regions of the world. The causes of salinity of the ground water involve on the following factors : (1) the net balance between annual evaporation, precipitation and run-off, (2) the rate of local rock weathering or solution, as a result of water-soluble salts derived from decomposed products accumulated in the soil zone, (3) the rate at which salts are transported into the region by streams, winds and rains from outside sources and deposited in the soil, (4) the permeability and hydraulic gradients of the water-bearing rocks, (5) the balance between the rate of ground water circulation and the rate of salt accumulation in the ground water body from infiltrating water.

The factors play an important role locally but less regionally, and therefore, emphasize the local nature of changes in ionic concentrations of dissolved solids in the ground water caused by infiltration. Where salts were available in the soil zone for dissolution by infiltrating water, salinity in the ground water increases; whereas in the absence of salts in the soil zone the infiltrating water dilutes the ground water and salinity decreases. It has been observed in many cases that increases in one anion are marked by decreases in the other two anions in the same well and vice versa. When such data are available it suggests that one or two particular salts were accumulated in the soil for dissolution while other salts are absent in the vicinity of the particular well. These are essential points for consideration in analyzing differences in ionic concentration of salts from place to place in the Pali region. The salts dissolved in the ground water are only gradually returned to the surface in areas of ground water discharge along the principal ephemeral streams of the region. The net salinity of the ground water remains generally high, as a consequence of the balance between the rate of salt accumulation and the rate of ground water circulation and discharge. Moreover, marked changes in salinity may occur from year to year if the balance between the rate of salt accumulation and the rate of ground water circulation is not maintained. Other factors affecting salinity are seepage from saliferous human and animal waste that may locally increase normal ground-water salinity and seepage from surface-water tanks that may locally decrease normal salinity.

Utilization of ground water

At present the ground-water resources of the Pali region are used only for small-scale irrigation and to limited extent for domestic and stock purposes. The chief factors which have restricted the use of ground-water are (1) the low water-yielding capacity of the water-bearing rocks and (2) the high salinity of the water.

However, there are approximately 2,500 dug wells in this region, from which water is drawn by Persian water wheels or by bullocks with mote. These wells are used to irrigate plots of salt-resistant wheat generally of less than 5 acres per well. The usefulness of groundwater for domestic and stock purposes in the Pali region is also limited on account of high salinity. Where the salinity of ground water is beyond the taste tolerance of man or animal, water supplies are generally obtained either from surface water tanks or from wells dug adjacent to such tanks, as a result of which the mixed water thus obtained has fairly tolerable taste to the palate.

Future Development of Ground Water

Owing to the unfavourable geologic and hydrologic environment of the Pali region there is no scope for irrigation from tube wells. However, small-scale irrigation from open dug wells can be considerably expanded particularly in those areas with relatively low ground-water salinity and with a relatively shallow water table. The most favourable area for further development in the region lies generally southeast of the main Ahmedabad-Delhi line of the Western Railway. Increased use of the ground water for irrigation in other parts of the Pali region will require careful attention to the problem of salinity.

GROUNDWATER GEOLOGY OF PURNA VALLEY, MADHYA PRADESH, INDIA

by

A. K. ROY

Geologist,

Geological Survey of India

Summary

The Purna Valley, about 100 miles in length and 30-35 miles broad at the centre occurs as a lens shaped tract beginning from west of Morsi ($21^{\circ}20': 78^{\circ}03'$) to the east of Jalgaon ($21^{\circ}03': 76^{\circ}32'$). The central part of the valley, 10-12 miles wide, yields brackish or saline water. The basin lies in a depression filled in by alluvial clays, silt, sand and gravel derived from the surrounding catchment area. The hollow of the basin is caused by faulting in the Deccan traps. The fault runs east-west along the northern edge of the basin, where a great thickness of debris — trap boulders, gravels, etc., has been deposited derived from the trappean hills to the north. This boulder and gravel strewn country unlike the central part contains fresh ground water which is available in plenty. The groundwater level in the freshwater zone is quite close to the surface and the seasonal fluctuation does not generally exceed 6 to 8 feet.

An isochlor map of the saline tract has been prepared. It reveals that the chloride content or salinity of the groundwater increases in general towards the Purna river from either side of the valley. In the central region of the tract, the concentration of chloride is between 2000 and 5000 parts per million. The maximum chloride content encountered was 12917 p.p.m. In many places the concentration of salt is so high that common salt was manufactured from groundwater in olden days.

It is recommended that a series of deep borings say 500-600 ft. be sunk along and across the basin with a view to ascertain the nature of the sub-surface strata and to collect data about the hydrology of the formations. The sites are tentatively suggested. This has since been accepted and included in the ensuing All-India Exploratory Well Drilling Programme under the Indo-U.S. Operational Agreement No. 12.

* * *

General

1. The Purna valley which is an oval shaped tract embraces the greater portion of East and West Berar, viz., Amraoti, Akola and Buldana Districts, Madhya Pradesh, India. It is roughly 100 miles in length and about 35 miles in width in its central portion where it is broadest. The extreme eastern edge of the Purna alluvium encroaches as a small strip into the Wardha and Nagpur districts. The largest portion of the area is composed of the great alluvial plains of Purna, bounded on the north side by the escarpment of the Gwalgarh Hills, the western continuation of the Satpura Range. On the south the alluvial plains are bordered by trappean rocks. Further south and westwards the traps form high hills of the Deccan plateau e.g. on the south of Buldana and Yeotmal districts. Trappean hills of no great height also occur on the south-east of Amraoti Camp. On the west, the basin tapers down to a point which lies in the state of Bombay.

2. The elevation of the plains ranges from 900 to 1300 ft. above mean sea level. The highest elevation reached in the northern hills is a summit on the Bairat plateau which is 3864 ft. above sea level. Next to it is Chikalda at 3619 ft. The plains slope towards south at about 1 in 105 or 50 ft. per mile. The ridges along the foot of the main escarpment of Chikalda Range attain an average height of 1650 ft. above sea level.

Drainage

3. The area is drained principally by the Purna River and its tributaries emanating from the trappean country to the north and south. The northern drainage comes principally from the Satpuras. The Purna takes its rise from the southern slopes of the Gwailgarh hills north of Brahmanwada ($77^{\circ}44' : 21^{\circ}14'$). From the hills down to the south of Brahmanwada the river flows towards south and thence takes a bend to the west flowing through the taluks of Amraoti, Akola, Akot and Jalgaon. Finally it discharges into the Tapi River in the State of Bombay. The river cuts deep channels into the alluvial deposits and in the neighbourhood of its banks there is often a network of gullies — the result of denudation and soil erosion. The river is perennial. During years of heavy rainfall the river often overflows its banks and reaches far inland.

4. The important tributaries of Purna are Chandrabhaga, Shanur, Wun and Bardi, all emanating from the hills on the north. They flow more or less parallel to one another. To the south the Purna river has as its important tributaries Pedhi, Morna, Man etc. Most of the tributaries to the north are normally perennial but the flow dwindles down in summer to a great extent. The southern tributaries have mainly seasonal flow.

5. The streams in the bouldery zone along the base of the hills are influent in character. However, when the streams enter into the clayey alluvium or marl of the central portion of the valley they behave as effluent ones.

Climate

6. The climate of the Berar plains as a whole differs very little from other parts of Deccan, except in the Akola-Amraoti region where the hot season is exceptionally severe. The surface evaporation during this part of the year becomes excessive. On the higher plateau of the Gwailgarh hills, the climate is congenial and bracing. Chikalda on the plateau, has a sanatorium and serves as a cool retreat for the people from the sun-scorched Berar plains in the summer.

Vegetation

7. The area is not well wooded, especially in the plains country through which the Purna flows, but a fair number of trees and groves are scattered over it. The main tract of forests, lightly wooded follows along the trend of the Gwailgarh range to the north. The trees seldom grow to large size. In the plains along the course of the Purna River and other big streams there are occasional coppices of babul trees and other thorny bushes. In general, the country is open and cultivated largely in cotton. In the waste lands grass grows in wet months and helps to retain the soil moisture, especially along the base of the hills.

II. Previous work

8. The geology of the Purna basin was first described by Wynne (Records, G. S. I., Vol II, Pt. I, 1869, pp. 1-5). He dealt mainly with the lithology of the formations and the structure of the valley. A brief reference to the salinity of the groundwater at the central part of the basin was also made by him.

9. Fox investigated the water supply problems of Akola district and also Berar in general in 1914 and 1921 respectively. The geology and the groundwater condition of the valley have been described in the two reports submitted by him to the Madhya Pradesh Government.

10. The present paper embodies the results of field-work done by the writer during field-season 1948-49 and later in 1950-51. The work included partial chemical analyses of over 325 samples of groundwater collected from different parts of the basin. On the basis of these analyses an isochlor map of the valley has been constructed.

11. Simultaneously with the writer's field work in 1948-49, a geophysical party of the Geological Survey of India, made an Earth Resistivity Survey for groundwater in the basin. The objectives of this survey were to trace the variation in salinity from the zone of freshwater in the northern part of the valley to the saline zone in the southern part, to determine whether there were any marked variations in

the saline zone that might lead to the discovery of potable water, and also to determine whether or not a depth-salinity relationship exists. The results of the geophysical survey were as follows:

(1) The saline water zone could be separated from the fresh water zone; (2) pockets of drinkable water could be located in the saline tract; (3) salinity increases with depth; (4) width of the saline tract thins out from east to west, salinity increasing from north to south, and (5) freshwater zone in the north was found to be underlain by «saline beds» at depth 80 ft. to 100 ft. below surface.

III. Rainfall considerations

12. Owing to the low general rainfall and unpleasantly hot and dry climate in the plains the entire area depends on heavy downpours of rains for its water supply.

Almost the whole of the area is beyond the influence of the north-east monsoon. Nearly all the rain falls between the middle of June and the end of September, during the south-west monsoon. Except for occasional showers, the remaining months of the year are dry.

13. An approximate idea of the rainfall of the area (shown in parallel tracts from north to south) is obtained from the following figures:

	Height above M.S.L	Rain-fall
1. Narnala-Chikalda belt	60-70 inches	3,000 ft.
2. Akot-Anjangaon-Ellichpur Freshwater belt	about 30 inches	1,100 to 1,300 ft.
3. Saline tract	20-25 inches	900 ft.

14. Following are the main features of the rainfall of Akot-Anjangaon-Ellichpur belt. Figures for Akot have been taken as representative of the belt.

1. Length of record — 27 years (1922-1948).	
2. Average rainfall 29.79 inches	
3. Maximum rainfall (1944) — 55.34 inches	
4. Excess over mean 25.55 inches	
5. Minimum rainfall (1925) — 16.50 inches	
6. Deficit from mean — 13.29 inches	
7. Number of years in which the rainfall was less than the mean	— 9
8. Number of years in which the rainfall was less than half the mean	— Nil

15. The average monthly rainfall and average number of rainy days in each month are tabulated below:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Average rainfall	0.46	0.34	0.20	0.14	0.36	5.41	8.98	5.79	5.10	1.69	0.73	0.38
Average number of rainy days	Nil	1	1	Nil	1	9	14	10	9	3	1	Nil

16. The analysis of the rainfall figures both annual and montly indicates that the precipitation, although low, is regular in as much as no drought year has been recorded within the 27 year period of record. Although the rainfall is only about 30 inches annually as against high annual rate of loss by evaporation — more than 60 inches, the area is not waterless because of the fairly well distributed nature of the precipitation during the monsoon, as is evident from the table given above. If the rains were ill distributed it is clear that the annual rainfall in the area would be quite insufficient for agriculture. On the whole the precipitation may be considered as adequate for recharge of groundwater in the basin.

IV. Geological formations and their water bearing capacities

17. Except for one small exposure of Lameta and Gondwanas occurring in the north-eastern boundary of the Purna basin, the main geological formations encountered in the area are the Deccan trap and the alluvium of the Purna river and its tributaries (see plate 1).

18. The following is the sequence of formations in descending order: (Plate 1)

- | | |
|----------------------|----------------|
| 6. Black Cotton Soil | 3. Deccan trap |
| 5. Purna Alluvium | 2. Lameta |
| 4. Laterite | 1. Gondwanas |

Gondwanas

19. Gondwanas are exposed along the southern scarp of Gwaligarh hills at Bairam ($77^{\circ}36' : 21^{\circ}23'$) about eight miles east-north-east of Ellichpur. The outcrop occurring as a strip about seven miles long and half a mile wide runs from east of Belkher ($77^{\circ}32' : 22^{\circ}22'$) to west of Bairam. The base of the Gondwanas is not seen. They are overlain by a thin bed of Lameta limestone (Cretaceous), which in turn is overlain by the Deccan trap lava flows.

20. The Gondwana rocks, about 500 ft. thick are composed of felspathic sandstone, white and brown grits or conglomerate beds, occasional ferruginous beds and thin layers of white and purple shales, which often contain beds of white clay suitable for pottery manufacture. The sandstones and the shales dip 10° - 12° towards north i.e. dipping into the hills.

21. The sandstones are friable, medium to coarse grained and fairly pervious and thus possess fairly good waterbearing capacity. However, because of the limited extent of intake area, together with the hillward dip of the formations it is probable that the groundwater recharge to these sandstones is not large. It is considered likely, therefore, that the sandstones will not yield large supplies of water,

Lameta

22. Overlying conformably the Gondwanas are the Lameta limestones which are cherty, compact and indurated. These beds have the same direction and amount of dip as the underlying Gondwanas.

23. The limestone beds are impervious and are not good water yielders unless highly jointed or cavernous. The distribution of this formation in the area under report is inconsiderable and as such they cannot be considered as likely source for water.

Deccan Traps

24. Deccan trap lavas constitute the main country rock of the area under report. They constitute the Gwaligarh Hills and the country to the south of the Purna Valley. They also underlie the alluvium of the basin.

25. Along the Gwaligarh scarps the lava sheets attain a height of about 2000 ft. from the plains as is seen in the hill slopes below the forts of Narnala and Chikalda. The whole face of the scarps presents a picturesque aspect, where bedded nature of the successive flows is clearly visible. The flows show low dip 5° - 10° towards north.

26. Nowhere along the whole section of the trappean hills have fossiliferous intertrappean horizons been met with. Tuff and ash beds can be seen at places in the lower horizon of the trap flows.

27. The traps are unreliable yielders of water. In the Deccan trap basalts water occurs only in joint planes and in the vesicular and fragmental materials lying in between successive lava flows. The tuff and ash beds are also dry. Some water is available in the residual soil capping and in the upper weathered zone, but the supply from them is limited. In general, the trappean formations in the area cannot be regarded as good aquifers for large scale extraction of groundwater.

Daryapur Boring

28. About the year 1926 a test boring for water was done in the Purna alluvium at Daryapur. The bore went down to a depth of 1282 feet. The log of the bore revealed that the alluvial clays at this spot were 320 ft. thick. Below the alluvium, a zone of weathered basalt (water-bearing) was encountered. Below this flows

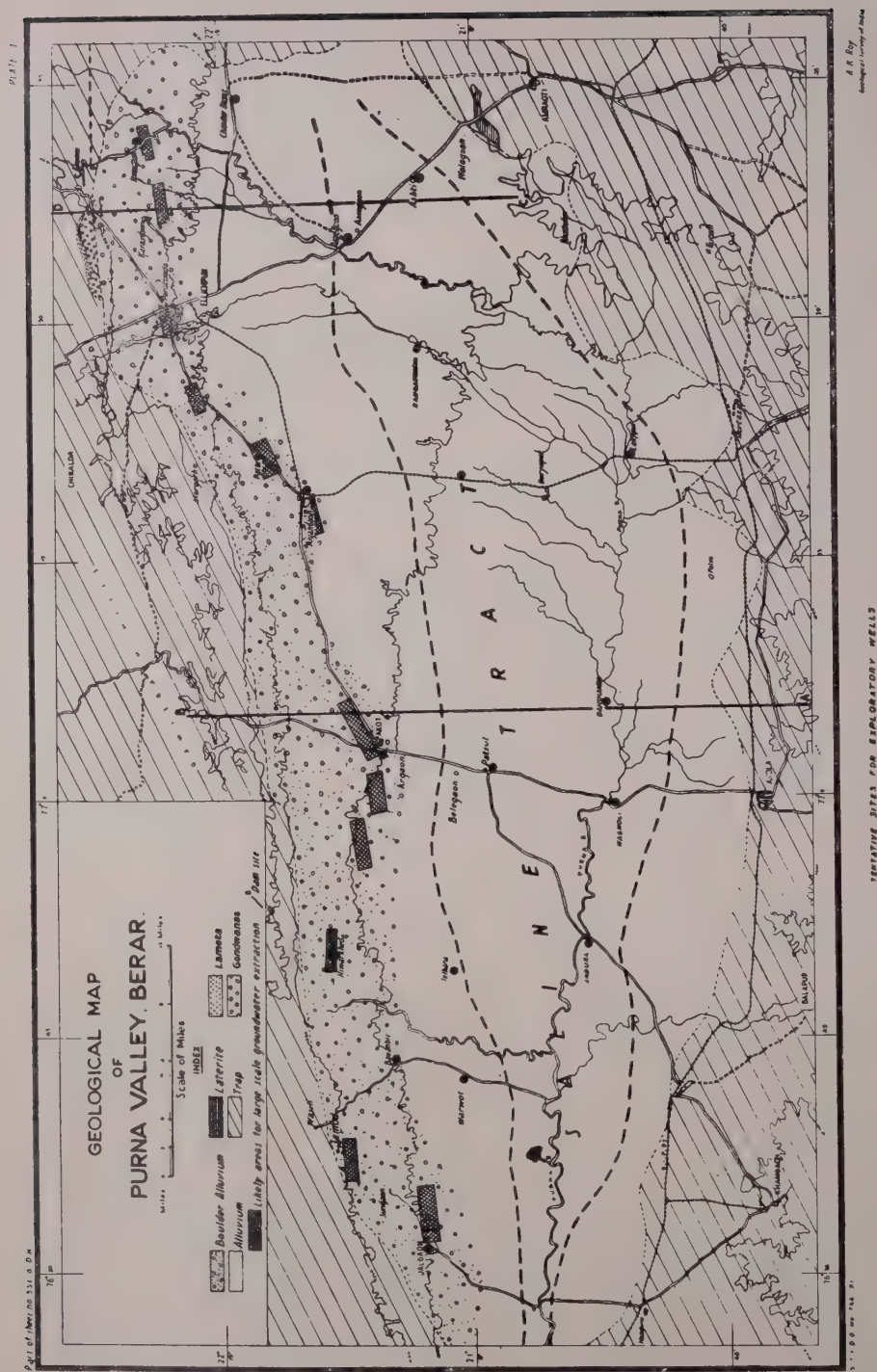


Fig. 1
Geological map of Purna Valley.

of *fine-grained basalt* were pierced and thereafter alternations of zeolitic trap, ash beds, Intertrappeans, etc. were found. Altogether nineteen individual trap flows were recognized.

29. The bore hole log indicates that at this particular place no good aquifer exists in the alluvium which is composed wholly of clays. The zone of disintegrated basalt above the fine-grained, compact rock might act as a good underground reservoir provided this condition persists throughout between the alluvium and the fine-grained basalt and it is connected with other aquifers or the weathered zone itself crops out at the surface to act as intake area.

30. The water obtained from this zone of weathered rock might be under sub-artesian condition. However no records exist, as to whether such conditions actually were encountered when the bore struck this water-bearing zone. It is reported that no fresh-water aquifer was obtained throughout the whole section of the bore. The water was saline and not suitable for drinking purposes. It is also not known whether inter-trappean ash beds found at different levels were actually water-bearing.

Bairam Fault

31. The occurrence of the Gondwanas and the Lameta at the base of the hills in the form of inliers is explained by the existence of a fault occurring along the scarp foot. The fault has actually been traced north and north-east of Ellichpur and trends east-north-east to west-south-west having a considerable downthrow to the south. Along the northern or upthrow side of this fault, sedimentary beds appear in places from beneath the Deccan trap. The fault cannot be traced westwards beyond Belkher as it is probably concealed below the debris from the trap hills. The topographical features westwards simulate those existing in the faulted region and it is quite possible that the fault continues for a considerable distance onwards into Akola District to the west. The throw of the fault must be great, at least 2000 feet, so that the Upper Gondwana rocks underlying the traps here could be exposed on the upthrow side of the fault.

Laterite

32. Two small exposures of laterite are met with (1) about four miles north of Amraoti and (2) just south of Rithpur. The former is the larger and best exposed. A good section of it occurs in the River bank to the south of Kamunj Village ($77^{\circ}42' : 21^{\circ}0'$). The rock is gravelly in texture, consisting of the usual small ferruginous grains in a red clayey matrix. The grains when broken show concentric structure. The rocks are porous and loose. At depth it becomes soft and more compact.

33. The laterites are good aquifers but due to their limited outcrop in the present area no consideration can be given to them for large scale extraction of groundwater.

Alluvium

34. The belt of alluvial country occupies a vast area from east of Brahmanwada through the districts of Amraoti, Akola and Buldana, finally emerging into the State of Bombay to meet the alluvial stretch of the Tapi Valley. In the area under report the alluvium is more or less lenticular in shape about 100 miles in length. The maximum width of alluvial stretch is about 35 miles in the Akola-Akot section of the country. The Purna River flows almost through the centre of the valley.

35. The alluvium consists of clays, sands, gravel and boulders evidently derived from the debris of the trap rocks from the Purna Valley catchment. On the north, the tract of country along the base of the Satpuras, is extensively covered by trap boulders and gravel deposited by the streams descending from the mountains and hills. The gravel and boulder depositing streams have frequently travelled across the region. The stream beds just emerging out of the hills and for considerable distances downstream consist of boulders and gravel.

36. The Purna alluvium is of two distinct ages though both are the accumulated debris as described above. There is an upper more recent covering of black clays — the true black cotton soil of Berar of variable but not great thickness which passes laterally northwards into the gravels and boulders of the fresh water belt.

37. Underlying the upper clays there is more reddish, more sandy, group of calcareous marls, sands and gritty beds of unknown thickness. The characteristic features of these beds are the presence of calcium carbonate, chiefly occurring as

Kankars (Nodules) or as cementing matrix to the beds. The alluvium as a whole has evidently been deposited by river action the lower beds probably in shallow water and the upper more recent variety from stream floods.

38. That the alluvium of the valley is of considerable depth may be inferred from the absence of exposures of rocks as well as from the depth of talus and heights of river cliffs. The Daryapur boring record is also a clear evidence for that. Nowhere in the well sections examined throughout the alluvium the bottom of the wells has pierced trap rocks. Curiously enough, even the wells situated very near the base of the hills have not been found to encounter trap. The latter, of course, can be explained by the fact that trap formations along the base of the hills are faulted down and the resulting depression filled in by scree materials derived from the trap hills.

39. The Alluvium, specially the sand and gravel beds, contain good aquifers. In the Purna valley the actual disposition of the water-yielding horizons are not known beyond a depth of 100 ft. or so. The boring at Daryapur, which pierced the whole thickness of the alluvium there does not record in details about the different layers of the alluvium. In general what could be seen from river and comparatively deep well sections there are no notable persistent sand or gravel beds, which admit of correlation. They are irregularly distributed and disposed of so that it is a chance find to pierce any such layer. This is specially the condition which exists in the central areas of the valley. The logs of the only two shallow tubewells sunk, one at Chandola and the other at Katar, within the whole of the Purna basin reveal following succession of strata.

Chandola	Katar
0 to 80 ft. Clay, mud etc.	0 to 125 ft. Clay, Mud etc.
80 to 100 ft. sands	125 to 150 ft. sands.

40. The northern portion of the valley, as has already been stated, consists of boulder beds which are derived from the debris of the trap hills and contain ample water. The general groundwater level of the area is high. The seasonal fluctuation in the water level is also not much. The water is fresh and good growth of vegetation and numerous fruit gardens exist along the whole length of this belt of the country. For extraction of groundwater in large quantities, this tract is considered to be very satisfactory. The recuperation capacity of the wells situated in this belt is high. Dr. Fox * who investigated the water-supply of Akola District in 1914, recommended extraction of groundwater from this belt for regional supplies by pipe lines to southern villages and towns situated in the saline area of the district.

V. Groundwater conditions in the area

41. Groundwater conditions in the area vary within considerable limits from north to south. In general it may be said that the area does not suffer from acute scarcity of water even in the years of lowest rainfall. The main problem of the area, is the saline and brackish nature of the groundwater in the 10-12 mile wide tract along the course of the Purna River. The salinity decreases northwards from near the river and within eight to ten miles from the base of the Satpura Range the groundwater is absolutely sweet. Along both banks of Purna River for a short distance inland, the water is less saline and drinkable. This is because of the lateral percolation of the river water, which is sweet.

42. The water-table in the area generally follows the topography of the country and varies between 15 and 30 ft from the surface during the dry season. During the dry season the water level declines by about 6-7 ft in general. Exceptions are met with at certain places, e.g. Jamod, Jalgaon, Argaoon etc. area, where the seasonal fluctuation is only a few feet. Near the Purna River the water level is found to be low, because of the high banks and the dissected nature of the country.

VI. Saline tract

43. The saline tract, where the wells yield saline or brackish water begins near

* Report on the water supply of the Akola district, Berar by C. S. Fox (1914).

Assegaon on the east and continues westwards upto Manegaon on the Nandura-Jalgaon Road a distance of about 100 miles.

The width of the tract reaches upto 12 miles or so at the centre of the valley. On either side of the Purna river for a distance of five or six miles, the country does not produce irrigated crops because of the salinity of the groundwater which does not permit well irrigation. In this tract there is also acute scarcity of sweet water for drinking purposes. The people have to take resort to the Purna River and the small streams which flow closeby. During summer the situation becomes worse because of the drying up of the small streams and the decreased flow of the Purna River. Epidemics are constant visitors during this part of the year.

44. Much of the Purna Alluvium within the saline tract, produces efflorescence of salts, of sodium chloride chiefly, which pollute the stream water locally rendering it salty and unfit for human consumption.

45. In many places the concentration of salts in groundwater is so high that common salt was manufactured from well water in olden days. At Dahihanda, one of the seats of salt manufacture in the past, the brine used to be evaporated in solar pans. It is reported that in 1885-86, there were 400 wells producing brine * yielding to Government an annual revenue of Rs 24,000/— Each well produced about 20 maunds (1 Md — 82 lb) per annum. The wells were down to a depth of 120 ft. and it is reported that water in the formation was increasing saline with depth. These brine wells provided salt for local consumption, but it is said that the industry could not survive competition with imported salt from Bombay after the opening of the railway and thus died a natural death.

VII. Salinity of groundwater

46. A salinity map of the groundwater in the Purna Valley has been constructed (see plate 2). Samples of water were collected from 320 wells. The chloride, bi-carbonate and the sulphate contents of the water samples were determined in the field. The chloride and the bi-carbonate contents are expressed in terms of parts per million. Determination of sulphate was of a qualitative nature; and concentrations expressed in comparative terms e.g. doubtful, present or in abundance.

47. Study of the isochlors reveals that the chloride content or the salinity of groundwater increases in general towards the Purna River from either side of the valley. The groundwater in the trap area is fresh, the chloride content varying between 10 and 100 parts per million in general. In the boulder strewn country (fresh water belt) the chloride concentration varies generally between 10 and 80 p.p.m. The presence of sulphate is also not of high order. The water is very suitable and largely used for vegetable, sugarcane and citrus fruit gardening.

48. The area bounded by isochlor 250, may be included within the saline zone as the water begins to taste salty or at least the local people complain of bad taste above this concentration. In general the concentration of chloride varies between 2000 to 5000 p.p.m. in the inner region of the tract. The maximum chloride content is at Marodi, 12917 p.p.m., the corresponding bicarbonate content is 527 p.p.m. and the presence of sulphate is doubtful.

49. There is apparently no relationship between the chloride, bi-carbonate and the sulphate contents. Even in sweet water, where the chloride content is very small, the presence of bi-carbonate or sulphate may be either very high or very low.

50. Around Daryapur the chloride content decreases and there is a depression giving a minimum value of 277 p.p.m. The shape of the depression follows roughly the pattern of water-courses in that area. This probably indicates leaching out of salts due to more active circulation of groundwater near these watercourses.

VIII. Quality of water for irrigation

51. In the area under report it has been found that the water best suited for fruit gardening and vegetable growing occurs in the fresh-water belt along Akot-Anjangaon-Ellichpur-Karasaon-Sirasaon tract. The range in content of dissolved

* Mineral Resources of C. P. & Berar, 1942 p.30.

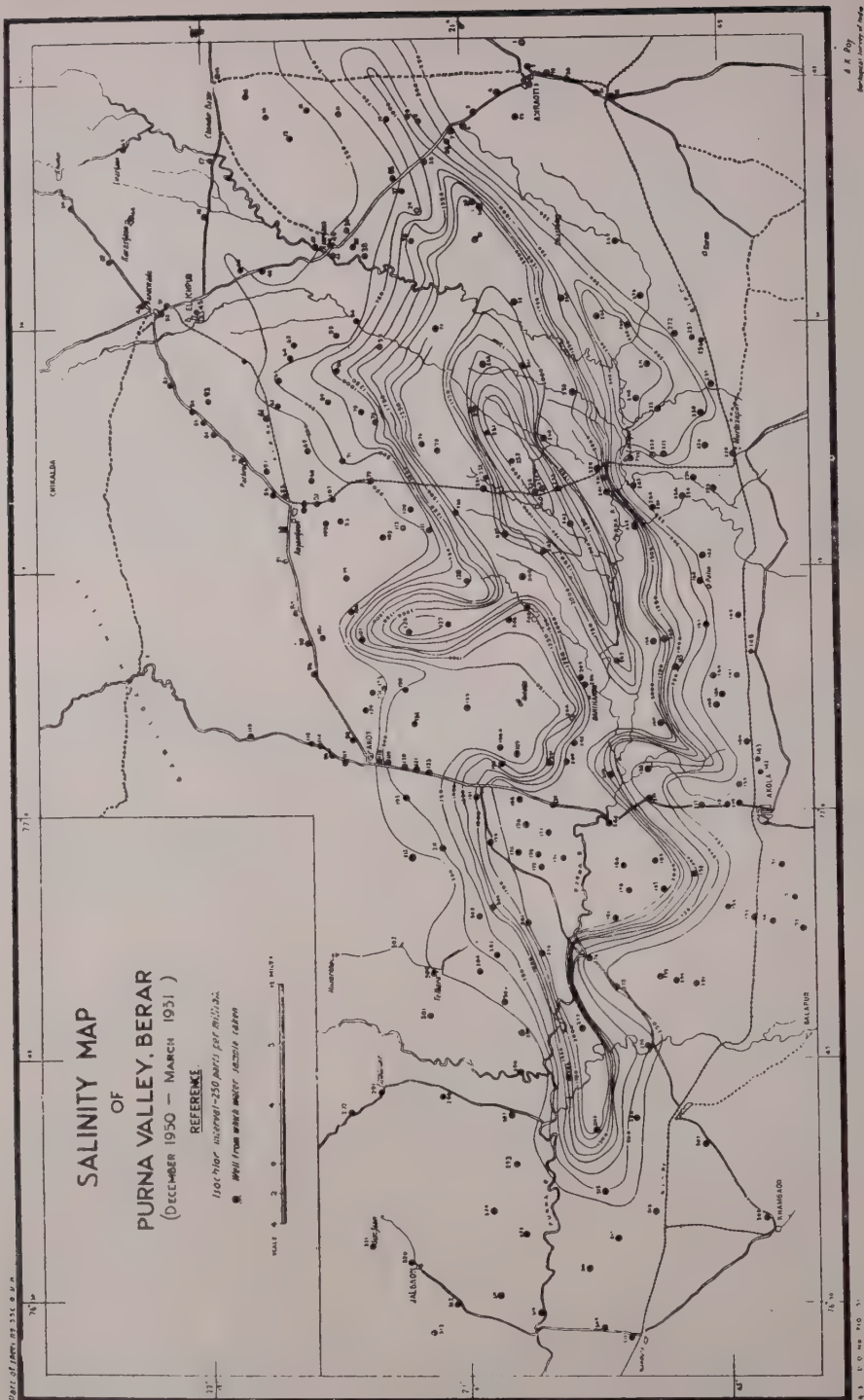


Fig. 2
Salinity mach of Parna Valley.

solids is shown in the table below. Analyses of rain fed tank water (Wadali tank, Amraoti) and that of a dug well in the trap formation, both used for municipal water supply purposes of the Amraoti town, are also given for comparison.

TABLE 1

	(Irrigation water for fruit gardening-fresh water belt) p.p.m.	Wadali tank (Amraoti) p.p.m.	Lalkhedi well (Amraoti) p.p.m.
Chloride	10 — 80	12	21
Bi-carbonate	366 — 676	229	504
Sulphate	×	×	>

< — Indicates presence doubtful.

52. The following table shows the limits of salt content of water found to be suitable for use in vegetable growing or fruit gardening or at least used by the farmers for irrigation in this region.

Chlorides	— Below	100 p.p.m.
Bi-carbonates	— Below	1000
Sulphates	— Below	600

53. According to American standard, however, as established by Scofield in his paper on South Coastal Plain of California (Bull 40, State of California Public works water resources Division, 1939) the following limits for safe use in irrigation were indicated.

Chlorides	—	355 p.p.m.
Sulphates	—	450 p.p.m.
Total solids	—	2000 p.p.m.

54. Taylor (The Geology and Groundwater of the Azapa Valley, Tarapaca, Chile, Econ. Geol. 44, pp. 55-60) remarks that waters with higher concentrations have been successfully used in some areas such as Chile, where the soils are well drained, and sufficient excess of irrigation water is applied to flush out the salts and keep them from accumulating.

55. It is yet to be determined by further studies of the chemical quality of the waters and the local soils what should be the safe limits for salt concentration in the Purna area for irrigation water. From observation in the field it is noticed that the farmers do not use that water which has chloride concentration above 100 p.p.m. This figure appears to be low when compared with chloride content permissible according to Scofield's work.

56. It is, however, to be noted that soil, crop, climate, drainage and soil management all influence the suitability of water for irrigation. No simple classification holds good for all cases.

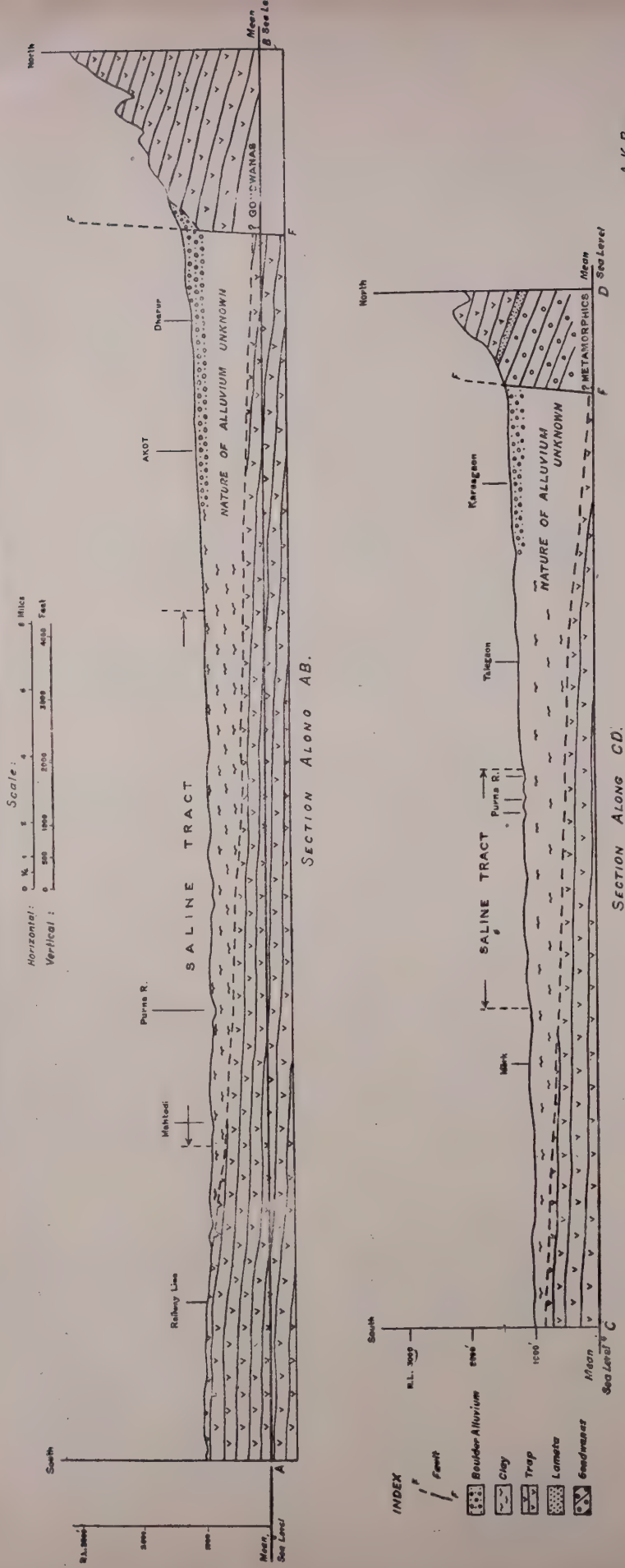
57. A well with water having chloride content 912 p.p.m. bi-carbonate 836 p.p.m. and sulphate 605 p.p.m. was used at Akola (21°4' : 77°41' sheet G/12) for growing vegetables in one of the Government experimental farm. The crops proved to be failure. There were incrustations of white salts in the soil, which became hardened and lumpy spoiling the tilth of the soil. To regain that land it would require keeping the land fallow for at least a couple of years.

IX. Movement of groundwater

58. In order to have an idea about the movement of groundwater in the area it is necessary to visualise the geological as well topographical structure of the country as described under section 4.

59. The precipitation which is received by the southern slopes of the Satpuras gains access to the ground and saturates the boulder strewn tract of the country

DIAGRAMMATIC GEOLOGICAL CROSS SECTIONS ACROSS PURNA VALLEY, BERAR.



A. K. Roy.
Geological Survey of India

Fig. 3
Diagrammatic cross section across Purna Valley.

— the intake area for the fresh water belt. This water which is sweet has a movement towards south because of the gradual slope of the country towards this direction. The hydraulic gradient across this fresh water zone is fairly steep.

60. The groundwater in the centre of the valley has probably a movement opposite the above direction i.e. towards north. The trap has dip towards north and the valley fill also thickens in this direction. The rainwater which falls in this part of the valley dissolves saliferous materials impregnated in the upper sub-soil and moves northwards accumulating in the trough. Thus the whole of the basin, even the part underlying the freshwater zone, is filled with saliferous water and that the fresh water which is encountered in the boulder strewn country may occur floating over a vast accumulation of saline water at greater depth. This has been corroborated by the Geophysical investigation mentioned under section 2.

61. It is quite possible that groundwater extraction by means of deep tubewells may result in tapping of water from this saliferous zone.

62. The above is a suggestion and has not actually been proved in the field as nowhere in this part of the country (Fresh water-bearing area) have the existence of deep tube wells and cases of effusion of saline water from the normal sweet water wells been reported.

X. Recommendations for exploratory boring

63. It is recommended that a number of borings 500-600 ft. deep be sunk along and across the basin at selected spots to determine the actual stratigraphy of the area and to collect data about the hydrology of the formation and the quality of water encountered. The following sites for test boring are tentatively suggested:

- | | | |
|------------------|--------------|---------------|
| 1. Paratwada | 6. Anjangaon | 12. Telhara |
| 2. Assegaon | 7. Kokarde | 13. Bawanbir |
| 3. Chandur Bazar | 8. Lakhpuri | 14. Jalgaon |
| 4. Ashti | 9. Akot | 15. Warwot |
| 5. Rangaswasni | 10. Patsul | 16. Andura |
| | 11. Wagholi | 17. Hiwarkhed |
| | | 18. Dahihanda |

64. Of the above test bores it is recommended that a few of them be sunk to greater depths, 1000 ft. or more till the alluvium is penetrated throughout. Those at Paratwada, Assegaon and Akot could be taken up at the first instance.

65. Fifteen out of the 18 sites suggested above have since been approved by the Government of India and included in the all-India Exploratory Well Drilling Programme under Indo-U.S. Operational Agreement No. 12.

CONTRIBUTION A L'INTERPRETATION DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE DES NAPPES PHREATIQUES

par

Ed. BOLELLI

Ingénieur Géologue au Centre des Etudes
Hydrogéologiques du Maroc

L'objet de la présente communication est de souligner tout simplement, dans un but essentiellement pratique, l'importance au point de vue aquifère de certaines parties des nappes phréatiques.

Comme on le sait, toute surface piézométrique de nappe phréatique n'est que très rarement régulière, et présente le plus souvent des parties bombées et d'autres déprimées, dues à l'hétérogénéité du terrain et à celle de l'alimentation de la nappe.

Il est ordinairement enseigné que, les filets d'eau circulant perpendiculairement aux courbes isopiézométriques, les parties déprimées de la surface de la nappe, c'est à dire figurées par des courbes concaves par rapport à l'aval, constituent des zones de drainage, alors que les parties bombées, figurées par des courbes convexes, sont des zones de dispersion des filets d'eau, et sont donc beaucoup moins aquifères que les précédentes.

Or, au cours des nombreux travaux entrepris ces dernières années au Maroc, c'est le phénomène inverse qui est apparu le plus souvent...

La théorie précédente reste évidemment valable, et il n'est nullement dans nos intentions de l'infirmer. Elle n'est du reste que l'expression de la classique formule de DARCY : $V = Ki$ qui incite à voir aussitôt pour une plus grande perméabilité K ou un plus grand gradient i , une vitesse V plus grande.

Mais on a trop tendance à n'employer cette formule que dans ce sens, et là est l'erreur. La même formule de DARCY peut en effet s'écrire :

$$i = \frac{V}{K}$$

et l'on conçoit aisément que pour une même vitesse, ou même une vitesse très inférieure, mais une faible perméabilité K , on puisse être en présence d'un très grand gradient i .

Et dans la pratique il semble que ce dernier cas se présente encore plus fréquemment que le précédent : en particulier chaque fois que la nappe rencontre une masse de terrains moins perméables.

C'est ainsi que dans les nombreux cas étudiés récemment au Maroc et qui seront présentés à l'occasion de la présente communication, des débits de l'ordre de 200 litres/seconde par puits ont été obtenus dans les parties bombées de la nappe phréatique qui présentaient en surface des courbes isopiézométriques espacées et convexes par rapport à l'aval, alors qu'à quelques centaines de mètres de là, dans les parties déprimées de la même nappe, soi-disant « de drainage », là où les courbes étaient beaucoup plus serrées et figuraient une concavité vers l'aval, la perméabilité était très inférieure et les débits obtenus dépassaient rarement 5 litres/seconde.

Etre trop absolu dans cette façon d'interpréter la forme de la surface piézométrique d'une nappe serait également une erreur, car il est évident que le phénomène de drainage existe, mais il ne semble visible qu'à très grande échelle, supérieure au 1/20.000^{ème} ou 1/10.000^{ème}.

Pour des reconnaissances effectuées au 1/25.000^{ème} ou 1/50.000^{ème}, les parties les plus aquifères paraissent donc être le plus souvent les parties bombées de la nappe, et en particulier là où les courbes isopiézométriques sont les plus espacées, c'est-à-dire là où les pertes de charges doivent être moindres.

Quelqu'incertitude peut donc subsister, dans certains cas, sur l'interprétation à donner aux formes de la surface piézométrique d'une nappe phréatique, et le tracé pur et simple des courbes isopiézométriques ne suffit pas toujours. Aussi la reconnaissance géologique des différents faciès des terrains dans lesquels circule la nappe, et l'étude chimique de l'eau (vitesse de saturation des Cl , SO^4 , Mg , et Ca ainsi que les échanges de bases) sont-ils souvent indispensables pour lever ce doute et orienter les recherches à moindres frais.

RECHERCHES SUR LES PHENOMENES HYDROLOGIQUES DANS LES TERRAINS KARSTIQUES DE YUGOSLAVIE

La Yougoslavie est le pays classique du phénomène du karst. L'ensemble morphologique-hydrologique des terrains calcaires n'est nulle part au monde représenté d'une manière aussi complète et aussi diverse dans ses phénomènes que dans le cas de la région du Karst Dinarique. La connaissance actuelle du phénomène du karst se base, d'une grande part, sur l'expérience acquise dans les études de nos régions karstiques et, d'une autre, sur les efforts des explorateurs de notre pays, surtout ces dernières soixante à soixante-dix années.

Vers la fin du siècle dernier l'œuvre de J. Cvijic « Das Karstphänomen » (Geogr. Abhandl. hrsg. v. A. Penck V/3, Wien 1893) a vigoureusement stimulé la recherche des phénomènes karstiques dans le monde. D'autre part, l'hypothèse de A. Grund sur la nappe d'eau unique dans les terrains calcaires (A. Grund : Karthydrographie. Studien aus Westbosnien. Leipzig 1903), — quoique n'étant pas admise scientifiquement — a suscité un vif débat sur l'hydrographie souterraine du karst, de même que des recherches dans le but d'expliquer les manifestations hydrologiques particulières des terrains karstiques. Cependant, malgré une grande expérience, acquise au cours des études des terrains calcaires au monde, et surtout des études spéléologiques, il ne s'est point formé jusqu'aujourd'hui d'opinion uniforme, c'est-à-dire de conception adoptée sur le problème du phénomène karstique, ni particulière ni même fondamentale. Cela se rapporte surtout à l'ensemble des problèmes hydrologiques qui sont relatifs au partage et à la circulation des eaux à l'intérieur des terrains calcaires. On doit tenir en évidence que les explorateurs de nos terrains karstiques ont beaucoup contribué à une conception fondamentale de ces phénomènes et à l'explication des mêmes. C'est ainsi que Cvijic a déjà exposé, dans son Karstphänomen, sur la base des expériences spéléologiques existantes, une conception correcte sur le partage des eaux souterraines dans le karst, et fait observer l'absence d'une nappe d'eau normale dans les terrains calcaires. Cependant, l'hypothèse de Grund sur une nappe d'eau unique dans le karst — qui a complètement négligé l'expérience existante sur l'eau souterraine dans les terrains calcaires — a apporté une grande confusion dans la conception du partage de la circulation des eaux souterraines dans les régions karstiques. Mais elle a suscité une vigoureuse réaction de la part des explorateurs de notre pays. C'est ainsi que le géologue bosniaque Katzer a démontré avec force arguments la fausseté des déductions de Grund sur la nappe d'eau unique du karst, et partant de la conception de Cvijic, d'une part, et de l'expérience spéléologique de l'école de Martel, d'autre part, il a exposé une conception concrète du partage et de la circulation des eaux souterraines dans le karst (F. Katzer : Karst und Karthydrographie. Sarajevo 1909). Il a de même expliqué la circulation des eaux souterraines dans les terrains calcaires, et les phénomènes particuliers qui se produisent en rapport avec cette circulation (sources intermittentes, courants verticaux, etc.) par un réservoir intérieur et des canaux de grotte à forme de siphon chez les émissaires et fils de l'eau.

Dans le traité : Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst (Grenoble 1918) Cvijic a établi l'hypothèse de trois zones hydrographiques dans les terrains calcaires (supérieure — zone sèche, moyenne — transitoire avec des écoulements d'eau périodiques ou intermittents, et inférieure avec des émissaires et fils de l'eau continus. Cette hypothèse de Cvijic est souvent considérée, chez nous et à l'étranger, comme une troisième conception sur le partage et la circulation des eaux souterraines dans le karst (« conception Cvijic »), mais les trois zones sont fausement prises comme trois bandes hydrographiques régulièrement disposées dans les terrains calcaires.

Il en suit, d'après le précédent exposé, que les conceptions du partage et de la circulation des eaux souterraines dans le karst sont formées en majeure partie sur les études de nos terrains calcaires, en premier lieu des régions dinaro-alpines. Comme notre territoire national actuel a appartenu jusqu'à la fin de la Première guerre mondiale à de diverses unités politiques, les études géographiques des régions particulières, et même les études de l'ensemble karstique, avaient été organisées et conduites de manière différente, avec plus ou moins de succès. Après la Première guerre mondiale les frontières nationales de la Yougoslavie renferment la plus grande partie des ter-

rains calcaires, surtout la région calcaire dinarique. J. Cvijic a stimulé alors une action pour l'étude du karst dans nos régions, dans le but d'approfondir les connaissances sur le phénomène karstique. En 1924 il a fondé la Section spéléologique de la Société de Géographie de Belgrade, laquelle a entrepris non seulement l'étude de l'ensemble géomorphologique et hydrologique du karst, mais aussi du problème de relèvement du standard de vie de ces régions économiquement les plus arriérées dans notre pays (problèmes des améliorations agricoles des « poljes » karstiques, d'alimentation des agglomérations avec l'eau, etc.). D'après l'idée de Cvijic, la Section devait préparer un groupe d'explorateurs et créer des possibilités pour la fondation d'un institut spécial pour l'étude de l'ensemble des terrains calcaires. Cet Institut fut fondé douze ans après sa mort, en 1939, mais il n'a réellement commencé à fonctionner qu'en 1952 — à cause de la situation politique — sous le nom d'Institut pour l'étude du karst « Jovan Cvijic ».

Dans la Section spéléologique, aussi bien qu'à l'Institut, une attention considérable est consacrée aux problèmes hydrologiques des terrains calcaires, c'est-à-dire à leur hydrographie souterraine. S. M. Milojevic a publié les résultats de l'œuvre d'exploration de la Section spéléologique au cours des premières 25 années, de même qu'une liste d'œuvres, publiées ou non (Vingts-cinq ans d'activité de la Section spéléologique de la Société de Géographie. Bull. de la Société serbe de Géographie. Tome XXXI, No 2. Beograd 1951; résumé en français). Cette publication nous montre que la Section a contribué d'une manière importante à l'étude des phénomènes et des problèmes hydrologiques. Les résultats les plus importants seront mentionnés en abrégé. Ainsi P. S. Jovanovic a exposé le cas du karst hydrographiquement barré dans le bassin de Sokobanja (L'eau dans le karst barré. Recueil de travaux dédié à J. Cvijic. Beograd 1924; résumé en français). Un peu plus tard, relativement à l'hypothèse de l'abaissement des zones hydrographiques en profondeur, Cvijic a discuté la question du déplacement en aval des gouffres dans les lits des courants karstiques, et de l'abaissement des sources, de même que sur la circulation des eaux souterraines dans les terrains calcaires — dispersion, fuite des eaux des courants souterrains (Circulation des eaux et érosion karstique. Xenia Gorjanovici-Krambergerianis. Zagreb 1925).

S. M. Milojevic a considéré dans plusieurs travaux les questions hydrologiques des terrains karstiques. Tel est le cas de la source temporaire de Gradnica, le « Polje » Gradac dans l'Herzégovine occidentale, qui saillit d'un aven de 82 m. de profondeur, présenté comme supplément à la conception de Katzer-Martel sur la circulation des eaux souterraines dans le karst (Unregelmässige Karstquelle Gradnica. Annales géologiques de la Péninsule Balkanique. Tome IX, fasc. 2. Beograd 1928). Sur le versant nord de la montagne Devica, dans le bassin de Sokobanja, a été constaté l'absence des trois zones hydrographiques schématiquement et régulièrement disposées (Karstquellen der Moravica im Becken von Soko Banja. Bull. de la Soc. de Geogr. de Belgrade. Tome XXII. Beograd 1936), qu'il devrait y avoir d'après l'hypothèse de Cvijic, et d'après la conception de P. S. Jovanovic sur l'abaissement du niveau hydrographique du karst » dans le karst barré de ce bassin, par rapport à l'abaissement du niveau de son lac néogène. Dans l'œuvre : L'abaissement et le déplacement des sources karstiques (Revue croate de Géographie. Nos 8-9-10. Zagreb 1939) S. M. Milojevic a fait remarquer les différences du processus d'abaissement et déplacement des sources karstiques. Enfin, dans quatre cas concrets, il a été constaté que les sources deviennent apparemment sèches. Ce sont, au fait, des sources constantes à siphon qui saillissent sur la superficie de la terre pendant les pluies, et même quand elles cessent de couler elles saillissent encore dans quelque source constante inférieure. Cette manifestation se résume à un régime du courant souterrain qui nourrit la source et sa bifurcation souterraine.

La Section spéléologique et l'Institut J. Cvijic ont travaillé et travaillent encore à établir les communications hydrologiques locales souterraines dans nos régions du karst. Ainsi la communication souterraine de la Trebisnica avec la Rijeka Dubrovačka avait été auparavant constaté (Ant. Lazic : Communication souterraine entre la Trebisnica en Herzégovine et la Rijeka Dubrovačka, Ombla, en Dalmatie. Bull. de la Soc. de Géogr. de Belgrade. Tome XII. Beograd 1926), d'une part, et le gouffre de Doljasnica dans le Popovo Polje par le Svitovsko Polje avec la Neretva (Ant. Lazic : Gouffres et estavelles dans le Popovo Polje en Herzégovine. Ibid. Tome XIII. Beograd 1927), d'autre part. Il a été constaté de même une communication entre le Cetinjsko Polje avec la Rijeka Crnojevica par les grottes d'Obod, c'est-à-dire par les sources d'Obod (S. M. Milojevic : Communication souterraine entre Cetinjsko Polje et la Rijeka Crnojevica. Ibid. Tome XX. Beograd 1934). En 1939 on a constaté une

communication hydrologique entre les diverses parties du Niksicko Polje, et en 1940 la communication entre le plus bas gouffre de ce Polje avec la source périodique « Peruceica », qui s'écoule dans la rivière Zeta. Enfin, en août 1954 on a constaté la communication entre la partie sud du Niksicko Polje par le gouffre Slanski, avec deux bras de sources de la Zeta. Ces communications ont été étudiées aussi sur la montagne Beljenica (Serbie orientale).

À côté de ces études la Section spéléologique a commencé en 1939 à examiner les moyens de captage d'eau douce des sources saumâtres maritimes dans le but de pourvoir les agglomérations d'eau potable. Par rapport à cela l'Institut a soulevé la question comment peut-on expliquer la salaison des sources saumâtres.

L'ancienne Section spéléologique et l'Institut actuel s'occupent aussi de résoudre les problèmes pratiques de nos régions karstiques (améliorations agricoles des « poljes » karstiques, approvisionnement des agglomérations avec l'eau potable, sauvegarde des eaux karstiques de l'infection, procuration d'eau pour l'irrigation, pour l'industrie locale, etc.).

La solution de ces problèmes dépend souvent des possibilités de connaissance des conditions locales d'eaux souterraines. Cependant, toutes ces eaux sont très rarement accessibles à l'observation directe. Il y a déjà vingt ou trente années qu'on applique les méthodes géophysiques dans ces sortes d'explorations. C'est pourquoi l'Institut s'est entendu avec les géophysiciens de la République Populaire de Serbie dans le but d'explorer les eaux souterraines dans les terrains karstiques. Cette coopération a été réalisée dans un cas concret. L'Institut étudie les bases physiques et géographiques de l'assainissement des sources karsto-thermales de la Niska Banja, qui deviennent froides et troubles périodiquement et temporairement. Les géophysiciens ont accompli des analyses et donné des renseignements. Il ne reste qu'à vérifier les renseignements obtenus à l'aide de sondes, ce qui sera fait dans peu de temps. Il avait été convenu qu'en 1954 on examinera géophysiquement les conditions de salaison de quelques sources à Kotor et ses environs, ainsi que les possibilités de captage d'eau souterraine, mais les ressources prévues pour ces travaux avaient été assez limitées.

Indépendamment de la Section spéléologique et de l'Institut pour l'étude du karst, Katzer a constaté l'apparition de sources « Subites » dans les terrains karstiques de la Bosnie et de l'Herzégovine, et il en a donné l'explication (Schwallquellen. Bull. de la Soc. de Géogr. de Belgrade. Tome IX. Beograd 1923). Ant. Lazic a examiné la circulation des eaux souterraines dans deux « poljes » karstiques de l'Herzégovine (Emissaires souterrains et conditions hydrographiques des poljes karstiques de Dabar et de Fatnica. Spomenik Srpske kralj. akademije LXXIII, première classe 17, Beograd 1933; en serbe).

Gjurasin a écrit sur la théorie des sources saumâtres dans le karst maritime (Ing. Kres. Gjurasin : Supplément à l'hydrographie du karst maritime. Tehnicki vjestnik. Année 59, No 4-6. Zagreb 1942; en croate. — Supplément à l'hydrographie du karst. Ibid. Année 60, No 1-2. Zagreb 1943; en croate). D'après lui l'une des principales conditions des sources saumâtres est que l'émissaire principal conduisant est resserré juste à l'endroit où entre un émissaire encore plus étroit. Il a mathématiquement décrit quelques cas de cette manifestation. Mais il mentionne quand même qu'il existe, contrairement à cette condition, un effet mécanique et chimique de l'eau souterraine. La salinité de quelques sources maritimes peut, d'ailleurs, être expliquée de trois manières : 1) par l'action statique de la différence du poids spécifique de l'eau de mer et de l'eau douce ; 2) par l'action dynamique de la différence en vitesse de l'eau qui coule vers la source ; 3) par l'action de diffusion entre l'eau de mer et l'eau douce. L'auteur a exposé en principe les deux premières interprétations dans le premier article. Mais après des considérations et des recherches ultérieures il a conclu que seule la première interprétation peut être maintenue, car elle seule correspond complètement à toutes les propriétés morphologiques et hydrographiques du karst en général, et du karst maritime en particulier. Dans son autre article Gjurasin a pris en considération la loi de Fick sur les courants diffusifs. Mais sur la même base de recherche il a conclu que la diffusion ne peut expliquer l'origine des sources saumâtres maritimes. Il mentionne de même que le cours de l'eau dans les courants souterrains karstiques est en majeure partie turbulent.

Kuscer a examiné environ 300 sources sur le littoral adriatique, à partir de Sv. Juraj jusqu'à Zrnovnica, 7-8 km. au sud de Senj, pour lesquelles on suppose en général qu'elles sont originaires des cours d'eaux souterrains qui s'engouffrent. Lika et-Gacko (Ivan Kuscer : Sources at the sea coast. Slovenska akademija nauka in umetnosti. Razred za matematike, fizikalne in tehnicke vede. Ljubljana 1950; résumé en anglais). La salinité avait été déterminé par la méthode titrimétrique de

Mohr au nitrate d'argent ou bien par la mesure de la conductibilité électrique avec le pont de Wheastone. La salinité de quelques sources a été mesurée à des époques différentes, et il a été démontré qu'elles étaient presque ou complètement douces à l'époque des pluies, et saumâtres en temps de sécheresse, ce qui confirme les résultats de Gjurasin. La force de toutes les sources et la salinité de toutes les sources saumâtres varient avec les marées. Kuscer a découvert quelques estavelles maritimes, et pour l'une d'elle, au moyen de coloration, il a constaté une communication avec les sources de la côte.

SYSTÈME DE CLASSIFICATION DES SOURCES

par

F. PAPP

Budapest

J'exposerai dans ce qui suit une proposition pour la classification des sources suivant leur origine au point de vue géologique. Notons qu'en ce qui concerne les sources minérales j'ai fait un essai en ce sens dès 1935 et qu'au mois de mars de cette année j'ai achevé le manuscrit de ma présente proposition dont j'ai exposé les grandes lignes dans la séance du 9 avril de la Société d'hydrologie. C'est le 29 mai que j'ai reçu l'étude de M. L. BLASQUEZ intitulée « Nouvelle classification des sources », il est donc évident que nous ignorions chacun la conception de l'autre.

Le système de L. BLASQUEZ est fort ingénieux et fournit une base excellente aux discussions ultérieures en vue de créer un système international de classification que comprendraient dans tous les pays, — sans devant parcourir des textes souvent étrangers pour eux, — les spécialistes s'occupant d'hydrologie.

En élaborant des systèmes on devrait observer les principes suivants :

1) Le système doit-être universel, c'est à dire il ne doit pas se limiter à quelques particularités, p. e. aux aspects chimiques, balnéologiques, mais doit tenir compte de toutes les caractéristiques essentielles de l'apparition des sources.

2) Il importe que le système soit clair, facilement intelligible. Autant que faire se peut on doit écarter l'usage des lettres de l'alphabet et se servir d'un système d'indices comme ceux employés dans la cristallographie ou dans le calcul des roches basé sur les résultats de leur analyse chimique.

L'explication du numérotage — si possible — internationalement reconnue doit-être reproduite dans toutes les publications au moins jusqu'à ce que le monde des intéressés se soit familiarisé avec le système accepté. Ayant égard à la diversité des langues, il est préférable d'employer des chiffres au lieu de lettres.

J'approuve les propositions de L. BLASQUEZ concernant la continuité, la périodicité des sources que j'avais — sans savoir qu'il les avait formulées — également introduites dans mon étude.

Il est incontestable que des sources existent depuis les périodes géologiques les plus reculées, à partir de la séparation des mers et des continents. On peut conclure l'existence des sources des minéraux resp. des rochers des sédiments de sources conservés. A la fin d'une période géologique les sources tarissent, respectivement les caractéristiques de leurs jaillissements, les constantes physiques et chimiques de leurs eaux changent d'une façon essentielle. Les altérations les moins importantes se produisent chez les geysers qui jaillissent parfois pendant plusieurs périodes géologiques sur le même endroit et dont l'eau possède une composition plus constante.

Dans ce qui suit je proposerais un système de classification des sources qui pourra servir en même temps de base d'un système d'indices. Les données les plus importantes concernant les sources peuvent être divisées en six groupes.

Dans le premier groupe (I) figurent les roches désignant l'origine de la source ainsi que les caractéristiques du jaillissement. Le second groupe (II) précise le lieu du jaillissement, la direction de celui-ci ainsi que le nombre de la fréquence des sources qu'on peut trouver dans les proches environs. Dans le troisième groupe (III) nous insérons les données concernant le débit d'eau de la source. Le quatrième groupe (IV) contient les données physiques comme température et radioactivité. Le cinquième groupe (V) est consacré aux données concernant la composition chimique de l'eau. Le sixième groupe (VI) contient la désignation géographique précise du lieu de la source avec les valeurs de la longitude et de la latitude en degrés et minutes, ainsi que les données de l'altitude au dessus du niveau de la mer. Si une donnée n'est pas à notre disposition, nous y mettons un « 0 ».

Sur la base des six groupes caractéristiques énumérés ci-dessus on désignera les sources par six groupes de chiffres. Ces groupes de chiffres seront divisés par des tirets, les chiffres caractéristiques à l'intérieur des groupes par des points. Dans certains groupes de chiffres nous emploierons des indices caractérisant certaines qualités. Les groupes de chiffres se composent dans l'ordre de 4,3, 4,4,2 et 9, c'est à dire de 26 chiffres et avec les signes de ponctuation intercalés, de 40 signes en tout. En

TABLEAU 1 a

Roches éruptives 10-19	Roches intrusives	10. Quelqu'une roche éruptive 11. granite 12. syenite 13. diorite, gabbro 14. autre roche intrusive
	Roches volcaniques	15. rhyolite 16. trachyte 17. phonolite 18. diabase, basalte 19. autre roche volcanique
Roches métamorphiques 20-29		20. Quelqu'une roche métamorphique 21. gneiss 22. micaschiste 23. phyllite, chloritoschiste, sericitoschiste 24. serpentine 25. amphibolite 26. marbre 27. talcschiste 28. quartzite 29. autre roche métamorphique
Roches sédimentaires 31-63	Tufs volcaniques	30. Quelqu'un tuf volcanique 31. tuf rhyolitique 32. tuf trachytique 33. tuf phonolitique 34. tuf diabasique, tuf basaltique 35. autre tuf volcanique
	Roches clastiques	40. Quelqu'une roche clastique 41. sable de pierre 42. caillou 43. sable 44. « mo » (psammit) 45. vase 46. loess 47. argile 48. bauxite 49. autre roche clastique
	Roches sédimentaires chimiques	50. Quelqu'une roche précipitée 51. calcaire 52. dolomite 53. sidérose 54. autres roche lagunaire 55. marne 56. gypse 59. sels 58. grès 59. autre roche précipitée (chimique)
	Roches organiques	60. Quelqu'une roche organique 61. tourbe 62. lignite 63. houille

assurant la fixité de ces signes, les groupes des chiffres des différentes sources écrits l'un au dessous de l'autre peuvent être facilement comparés. L'emploi de ces groupes de 40 signes rend possible la publication des groupes de chiffres dans une ligne, c'est à dire sans interruption même dans des colonnes de 40 caractères.

Dans la classification suivante des sources effectuée selon leurs caractéristiques individuelles nous montrerons l'emploi des chiffres respectivement des groupes de chiffres en question.

I. L'origine des sources et les caractéristiques des jaillissements

La base de la classification des sources est ici l'origine géologique définie par les roches, l'autre point de vue important est celui de la manière du jaillissement.

TABLEAU 1 b

		Sources des couches		Sources des cassures		
		cou- vertes	ouver- tes	cou- vertes	ouver- tes	
Traits caractéristiques des sources	Sources par failles et par une nappe aquifère (sources des couches)	Sources jaillissant à limite des couches perméables et imper- méables	11	21	31	41
		Sources jaillissant de débris	12	22	32	42
		Sources par failles	13	23	33	43
		Sources jaillissant d'une couche aquifère commune	14	24	34	44
		(source déversante)				
		Sources vaclusiennes	15	25	35	45
		Sources jaillissant d'une couche remplie par des vides successive- ment diminués	16	26	36	46
		Sources par remous	17	27	37	47
	Sources karstiques		couvertes		ouvertes	
		Stagnantes	51		61	
		Descendantes	52		62	
		Suivant par failles	53		63	
		Sources intermittantes	54		64	

Ces quelques chiffres expriment toutes les roches importantes dont les sources peuvent jaillir. S'il est incertain de quelle roche l'eau peut jaillir, on désigne les roches en question par un « / ». P. e. les 16 sources des Bains romains (Római fürdő de Budapest) jaillissent en partie d'un sable caillouteux, en partie d'un limon. Ce cas sera désigné par $\frac{42}{43}$.

Les sources peuvent-être des sources de couches (11-29), des sources de crevasses (31-49) et des sources de caractère karstique. Pour définir les caractéristiques et la pureté du jaillissement, il est nécessaire de signaler si, au dessus de la couche contenant l'eau de la source, il y a une couche imperméable.

Les sources des couches sont très répandues. Parmi les variations énumérées le rétrécissement de la coupe de la couche aquifère s'explique ou par le rapprochement de deux couches aquifères respectivement imperméables ou par la diminution constante

du volume des vides respectivement de la grandeur des vides du sédiment aquifère incohérent. Dans le cas d'une source de couche grossie la couche imperméable fait fonction d'une digue naturelle. Une source débordante peut être trouvée à proximité des sommets, où les couches imperméables sont à peu près au même niveau.

Dans le cas d'une source karstique en équilibre le jaillissement est justement au niveau de l'eau et la perte d'eau produite par l'évaporation est constamment égalisée par l'eau karstique jaillissant de couches plus profondes.

Nous unissons les deux chiffres désignant l'origine géologique et la manière du jaillissement par un point. P. e. le groupe de chiffres désignant une source karstique ouverte débordante, jaillissant d'une roche calcaire sera le suivant :

51. 64.

Le groupe II de notre système s'occupe du lieu de jaillissement des sources. D'autres ont également tenu compte de l'importance de celui-ci, ainsi p. e. L. V. BLASQUEZ. Il paraît en effet motivé de préciser le lieu de jaillissement.

Le troisième coefficient du groupe II est la fréquence des sources, c'est à dire combien de sources on trouve à l'intérieur d'un cercle d'un rayon d'un km. Le tableau II résume les données ci-dessus définies :

TABLEAU II

Lieu	bassin	1		
	vallée	2		
	pente	3		
	proximité de sommet ou			
	de crête	4		

Orientation	N	1	S	5
	NE	2	SO	6
	E	3	O	7
	SE	4	NO	8

Nombre des sources	Indice de la fréquence
1 - 2	1
3 - 4	2
5 - 6	3
7 - 8	4
9 - 10	5
11 - 12	6
13 - 15	7
16 - 20	8
plus que vingt	9

Il faut mentionner qu'on pensait aussi à faire figurer tout simplement comme indice de la fréquence le nombre des sources.

Nous réunissons les trois chiffres caractérisant le lieu du jaillissement au point de vue de la géographie physique par des points. P. e. l'indice d'une source jaillissant dans une vallée, d'orientation non définiable est, si le nombre des sources se trouvant à l'intérieur d'un cercle d'un km est 12, le suivant :

2. 0. 5.

Les coefficients du groupe III définissent la facilité avec laquelle la source donne de l'eau. Le premier coefficient sera : « 1 » = source constante, « 2 » = s. intermittante, « 3 » = s. périodique. Sous la dénomination des « sources intermittantes » on doit comprendre les sources dont l'eau est projetée par des gaz ou qui fonctionnent sous l'influence d'un syphon naturel. Les gaz projettent l'eau de la galerie de la source et jusqu'à ce que celle-ci ne se remplit de nouveau, le jaillissement est interrompu. Cette catégorie de sources contient les geysers. Les sources périodiques sont carac-

térisées par le fait, qu'elles ne contiennent de l'eau que dans le cas d'une précipitation abondante. Dans la plupart des cas on trouve dans leurs lits des plantes non-aquatiques. Le débit et la température de ces sources est très extrême.

Dans les suivants nous examinons le débit des sources. Nous évaluons la quantité minime des périodes non-extrêmement sèches en l/min. Nous arrondissons le nombre caractérisant cette quantité de manière que seulement deux chiffres soient différents de 0. Par exemple, si le débit est 571 l/min, nous arrondissons ce nombre à 570 l/min, si le débit est 4322 l/min, nous mettrons 4300. Cet arrondissement est admissible étant donné que le nombre même est obtenu par évaluation. Le chiffre 5 sera déjà arrondi en haut, le 4 en bas. La valeur du débit d'eau ainsi obtenue sera exprimée par le produit de la multiplication d'une puissance entière de 10 et d'une base (d'un nombre premier), indiqué par la base et son exposant. La base sera égale aux deux chiffres restant après l'arrondissement et séparés par une virgule décimale, l'exposant sera l'exposant de puissance du multiplicateur décimal. Dans le cas de nos exemples $= 570 \text{ l/min} = 5,7 \times 100 = 5,7 \times 10^2$ ou $4300 \text{ l/min} = 4,3 \times 1000 = 4,3 \times 10^3$ et l'indice du débit sera

5,7² et 4,3³.

Les fluctuations et changements du débit dépendent de plusieurs facteurs. Ils dépendent ainsi de la porosité volumétrique et de la position de la roche aquifère, de la précipitation, de la végétation, de la saison, de la situation, de la pression atmosphérique et de l'étendue de la roche aquifère.

Le troisième coefficient du groupe III est l'indice de sûreté selon H. KESSLER. Pour obtenir celui-ci, il faut diviser le maximum de débit par le minimum et si le résultat obtenu est

1,0 - 3,0	l'indice de sûreté sera	6 (excellent)
3,1 - 5,0	5 (très bon)
5,1 - 10,0	4 (bon)
10,1 - 20,0	3 (modéré)
20,1 - 100,0	2 (mauvais)
>100	1 (très mauvais)

Les autres indices du groupe III sont résumés dans le TABLEAU III.

TABLEAU III

	constant	1
Débit	intermittant	2
	périodique	3
	débit minimum (évaluation)	

Les nombres resp. chiffres caractérisant la capacité de débit d'une source seront réunis par des points. Ainsi une source constante d'un débit minime de 12 l/min et ayant un indice de sûreté très bon sera désignée par 1. 1. 2¹. 5.

Dans le groupe IV figurent les valeurs concernant la température et la radioactivité, valeurs importantes au point de vue des qualités physiques d'une source.

La température de l'eau dépend de la situation géographique, des roches aquifères, de la végétation du bassin de source. La température des sources non-situées sur une ligne de faille est très proche de la température annuelle moyenne de l'endroit en question.

Le premier coefficient des données concernant la température des eaux de source sera désignée toujours par deux chiffres. Si le nombre est à un seul chiffre, celui-ci doit-être précédé par un « 0 », si la température d'une source est de 8°C, on écrit « 08 ». Le deuxième coefficient est le nombre désignant, en valeur absolue, l'oscillation de la température. Si donc l'oscillation de la température d'une eau de source est de 4°, on écrira après le premier coefficient « 4 ».

Température

La valeur de la température exprimée en °C, par deux chiffres, p. e. 9° = 09
42° = 42

Le dernier (troisième) coefficient de ce groupe désigne la valeur de la radioactivité. Cette valeur peut-être exprimée, en tenant compte des unités Mache de la façon suivante.

Les indices de ce groupe sont résumés dans le tableau IV.

TABLEAU IV

Oscillation de la température	La valeur de l'oscillation maximum en °C, p. e. 4	
Radioactivité	Valeur Mache	indice
	moins de 1	1 très faible
	1 - 3	2 faible
	3 - 10	3 médiocre
	10 - 30	4 forte
	plus de 30	5 très forte

Le groupe de nombres exprimant les qualités physiques de l'eau, c'est à dire la température et la radioactivité, sera réuni par des points. Ainsi p. e. une source d'une température de 46°C, d'une oscillation de température de 2°C et d'une radioactivité forte sera désignée par 46°₂.4.

Les coefficients du groupe V donnent les détails de la composition chimique de l'eau d'une source. La constatation resp. l'indication de la dureté est le premier coefficient. Nous désignons 5 grades de dureté en indiquant en même temps s'il s'agit d'une eau gazeuse (1-5) ou non-gazeuse (6-10). C'est à dire

TABLEAU V

Dureté	Degrés soviétiques et allemands	Degrés français	Degrés anglais	Eau non gazeuse	Eau gazeuse
	5	9	6,3	1	6
jusqu'à 10		j. à 18	j. à 12,5	2	7
« 20		« 36	« 25	3	8
20-30		36-54	25-38	4	9
plus de 30		p. d. 54	p. d. 38	5	10

Si la dureté de l'eau n'est pas constaté d'une façon précise, on désigne les eaux douces non-gazeuses par « 1 », les eaux dures non-gazeuses par « 5 », les eaux gazeuses douces par « 6 » et les dures par « 10 ».

Le second coefficient a trait à la composition chimique des eaux de source. Il est à savoir que la composition de l'eau est en corrélation étroite avec les roches de ses galeries, c'est à dire dans la plupart des cas la composition de l'eau est déterminée par les roches. La solubilité d'une roche dépend de sa composition originale, de sa structure, de la manière du gisement et de l'eau (provenant de précipitations ou eau juvénile, jaillissant de la profondeur) exerçant de l'influence sur la roche. En ce qui concerne leur composition, les roches siliceuses se dissolvent le plus difficilement. Mais même celles-ci cèdent exposées longtemps à l'influence de l'eau, de petites quantités de leurs composants à l'eau de source. Le plus facilement solubles sont les roches à sel de cuisine, à gypse, en général les roches de composition haloïde. Parmi les roches carbonatées les calcaires se dissolvent le plus facilement, les magnésites le plus difficilement. Les roches massives se dissolvent plus difficilement que les fragments cassés des mêmes roches.

Acceptant la classification de Sz. PAPP se basant sur la composition chimique des eaux minérales, les eaux minérales de compositions diverses peuvent-être indiquées par les chiffres suivants.

1) Eaux gazeuses carboniques simples, dans lesquelles le contenu de sels dissous n'atteint pas 100 mg/l, mais où l'acide carbonique libre dépasse les 1000 mg par l.

2) Eaux alcaliques (alcali-hydrogène-carboniques-alcaliques) où le contenu de sels solides dissous dépasse les 1000 mg par litre, le sodium et l'ion HCO_3 ayant la prépondérance. Si ces eaux contiennent en outre plus de 1000 mg/l de CO_2 , elles forment le sous-groupe des eaux minérales acidulées alcali-hydrocarboniques.

3) Les eaux alcali hydrocarboniques (terreuses-calcaires) ont un contenu d'ingrédients solides dissous dépassant 1000 mg/l, les ions Ca, Mg et HCO_3 ayant la prépondérance. Si elles contiennent en outre plus de 1000 mg/l de CO_2 , elles constituent le sous-groupe des eaux terreuses-calcaires à HCO_3 .

4) Les eaux chloriques (à sel de cuisine, etc.) contiennent au moins 1000 mg/l de matières dissoutes, l'ion NaCl ayant la prépondérance.

5) Les eaux amères (purgatives) contiennent des ions de sulfate dépassant 1000 mg/l.

6) Les eaux ferrugineuses, si elles contiennent moins d'acide carbonique libre de 1000 mg/l, doivent contenir au moins 20 mg/l de Fe; si le contenu d'acide carbonique dépasse les 1000 mg/l, elles doivent contenir au moins 10 mg/l de Fe.

7) Les eaux sulfureuses sont celles dont le contenu total en soufre titrable correspond au moins à 1 mg d'ion sulfide.

8) Les eaux iodeuses, bromiques sont celles dont le contenu en iodides resp. bromides dépasse 1, resp. 5 mg/l.

9) Les eaux à radium (radioactives ?) tenant compte des circonstances du pays, sont celles dont le contenu d'émanation dépasse 1 millimicro curie (2,75 Mache).

10) Dans les eaux thermales simples ni les matières solides dissoutes, ni l'acide carbonique libre ne dépassent pas 1 mg/l.

Leur effet curatif n'est basé que sur leur température dépassant 20°C. Le groupe 10) ne figure pas séparément dans notre classification, car les eaux en question appartiennent aux eaux karstiques.

Pour le groupe VI nous proposons les indices employés par les hydrologues-balnéologues de l'U. R. S. S. pour désigner les latitudes et longitudes géographiques des sources, ainsi que leur altitude au dessus du niveau de la mer. Nous exprimons la longitude-latitude en degrés par 3, resp. pour l'altitude par 4 chiffres. Si donc la valeur de celle-ci n'est que d'un seul chiffre, celui-ci sera devancé par trois « 0 ». P. e. si l'endroit du jaillissement d'une source située au bord de la mer et à 3 mètres au dessus du niveau de la mer, l'indice sera 0003.

Nous écrivons les indices des degrés de latitude caractérisant la position géographique d'une source l'un à côté de l'autre. P. e. le groupe d'indices d'une source jaillissant près du degré de latitude de 47 et de longitude 19, à 101 m d'altitude sera le suivant :

47° 19° 0101

On peut employer deux sortes d'indices : un indice court contenant tous les coefficients du groupe I, et seulement les deux premiers des autres groupes. L'indice complet résume toutes les données des six groupes et étant donné que pour exprimer une caractéristique quelconque le même nombre de chiffres est inséré à la même place, l'indice sera facile à employer même par ceux qu'une seule caractéristique intéresse. Nous donnons dans les suivants les indices de quelques sources plus connues du pays.

Budapest : Bain Gellért : 52.63-2,0.9-1.1³.5-46⁹.4-2.3-47°019°0101

Balf : Source Wolfgang 45.21-3,1.1-1.1.2¹.6-15⁹.0-1.2-48°020°0250.

RECHERCHE GRAPHIQUE SUR LA CORRELATION ENTRE LA FLUCTUATION DE LA NAPPE PHREATIQUE ET CELLE DE LA TEMPERATURE

par

Endre NEMETH

Hongrie

On sait que dans la fluctuation de la nappe phréatique se manifestent des cycles journaliers, mensuels, annuels et pluriannuels.

Les *oscillations journalières* se présentent surtout en été et suivent la marche journalière de la température et de la pression atmosphérique, mais aussi elles sont fortement influencées par la transpiration des plantes.

Les *cycles mensuels* — selon les observations faites à Vienne — résultent de l'attraction de la lune.

Les fluctuations ayant *comme cycle une année* sont dues à la périodicité annuelle des éléments météorologiques (température, évaporation, précipitation, etc.) et à celle du rythme annuel de la vie végétale. Ainsi sous notre climat le semestre automno-hivernal est la période du remplissage tandis que le semestre printanier-estival est celui du vidange des réservoirs souterrains. Par conséquent les niveaux phréatiques plus bas se présentent aux mois de septembre-octobre, tandis que les plus hauts au cours des mois mars-avril.

Les *périodes pluriannuels* se dirigent aux oscillations climatiques de longue durée et se manifestent en cycles avec des années hydrologiques chaudes et sèches ou bien avec des années hydrologiques froides et humides.

Dans la marche de la surface d'eau phréatique sur les ondes à longue période s'établissent les oscillations de période moindre en produisant tellement des fluctuations de manière infiniment compliquée.

C'est donc un problème vraiment excitant, — et en même temps particulièrement important pour la pratique —, trouver une méthode ou un procédé lequel rend possible la sélection des effets des divers facteurs influants sur la variation dans le temps de la nappe acquifère. On pourrait ainsi — en possession des dates sur quelques-uns de ces facteurs bien choisis — prévoir la situation future de la surface d'eau phréatique. Hélas! les facteurs influants sont très nombreux et leur connexion avec la variation du niveau d'eau souterrain est très compliquée. Par conséquent bien que ne manquent pas des méthodes proposées l'application desquels en certains cas spéciaux peut être regardée comme réussie du point de vue de la prévision, toutefois — dans la plupart des cas, au moins pour le présent, — on doit se contenter de conclusions plutôt qualitatives que quantitatives. On parle p. e. de corrélations plus ou moins étroites entre la marche du niveau d'eau d'un côté et celle de l'un ou de plusieurs facteurs influents de l'autre côté. On peut aussi fréquemment trouver une certaine tendance dans la variation des quantités prises en considération.

Dans toutes ces recherches on peut appliquer de bon succès le procédé graphique dont nous faisons une application particulière ci-après.

En cas d'un puits du réseau d'observation de notre pays nous nous proposons de trouver la façon et le degré de corrélation qui existe entre la température (t) de l'air et la profondeur du niveau d'eau phréatique sous le bord du puits (h). A ce but on se sert d'un système de coordonnées rectangulaires dont l'axe *horizontale* est choisi pour les *températures* et l'axe *verticale* pour les *profondeurs*. Nous avons utilisé les valeurs de la température et de la profondeur observées trihebdomadaire dans les 9 années hydrologiques 1934/35-1942/43. Des valeurs observées on a dérivé les *moyennes mensuelles*

$$(t_I, h_I, \dots, t_i, h_i, \dots, t_{XII}, h_{XII})$$

pour chaque année (Tableau 1) puis de ces moyennes les valeurs *normales mensuelles* pour chacun des douze mois ($t_{IN}, h_{IN}, \dots, t_{iN}, h_{iN}, \dots, t_{XIN}, h_{XIN}$). La moyenne arithmétique des valeurs t_{iN}, h_{iN} fournit la *valeur normale annuelle* de t et de h :

$$t^N = \frac{t_{iN}}{12} = 10,6^\circ\text{C} \quad (1a)$$

$$h_N = \frac{\eta_{iN}}{12} = 239 \text{ cm} \quad (1b)$$

L'écart normal pendant l'intervalle considérée est trouvé, pour la température

$$\Delta t = t_{\max} - t_{\min} = +22,0 - (-3,1) = 25,1^\circ\text{C} \quad (2a)$$

pour la profondeur

$$\Delta h = h_{\max} - h_{\min} = 279 - 205 = 74 \text{ cm} \quad (2b)$$

Pour rendre les quantités *adimensionales*, nous avons introduit les nouveaux variables

$$\xi_i = \frac{t_i - t_N}{\Delta t}, \quad \eta_i = \frac{h_i - h_N}{\Delta h} \quad (3)$$

ou bien

$$\xi_{iN} = \frac{t_{iN} - t_N}{\Delta t}, \quad \eta_{iN} = \frac{h_{iN} - h_N}{\Delta h} \quad (4)$$

C'est évident que

$$\xi_N = 0, \text{ et } \eta_N = 0.$$

Si on porte les valeurs ξ_i , η_i sur les axes du système rectangulaire, la ligne joignant les points correspondants peut être tenue comme la projection d'une ligne gauche dont la troisième coordonnée est le temps écoulé du moment initial des observations. On peut donc considérer cette *ligne gauche comme ligne d'histoire de la variation du niveau phréatique ou bien ligne du régime* de celle-ci. Cette ligne se présente en tout cas comme une ligne hélicoïdale bien irrégulière, dont la projection sur le plan, (ξ , η) montre des lacets lesquels se suivent d'une année à l'autre. Pour éviter la confusion des lignes, dans la fig. 1. nous n'avons représenté que les troncs correspondants aux années de caractère extrême. (1935 était l'année la plus sèche, 1941 le plus humide). Les sommets de ce polygone sont désignés par les chiffres romains indiquant les mois actuels. Ces chiffres sont écrits en caractères minces. Bien que la comparaison de cette ligne de régime avec la marche de la précipitation ne manque pas de fournir quelques explications sur la variation capricieuse du niveau phréatique, toutefois ce graphique ne montre pas la régularité nécessaire pour en tirer le problème de la corrélation au clair.

Pour arriver à ce but au lieu des couples (ξ_i , η_i) nous avons représenté les couples (ξ_{Ni} , η_{Ni}). En examinant les douze sommets de ce nouveau polygone (chiffres romains en caractères épais) on reconnaît subitement que ces points sont situés presque exactement au long d'une ellipse dont le centre coïncide avec l'origine des coordonnées et dont les axes sont parallèles aux bissectrices des angles compris entre les axes des coordonnées*.

Vue que la plus grande deviation mesurée sur les verticales des points jusqu'à l'ellipse ne dépasse guère les 10 % de l'écart annuel Δh , on peut affirmer que la corrélation elliptique que nous venons de trouver, soit assez étroite. L'unique circonstance qu'exige une explication, c'est la deviation horizontale du point I. La position de ce point est le signe du fait qu'au delà d'une certaine valeur négative la température n'influe pas sur la variation du niveau d'eau souterrain. Pour examiner cette valeur on doit traduire les variables ξ_{iN} en variables t_{iN} . Pour ce but en se servant des équations (4) on construit les échelles des t et des h (échelles supérieure et droite sur le fig. 1.)

La tangente verticale touchant la partie droite de l'ellipse coupe l'échelle des t un peu à droite du zéro. Exactement le point d'intersection correspondant à la température

$$t = -0,15^\circ\text{C}$$

Ce résultat cependant a un plausible sens physique, c'est à dire qu'en temps de gelée un abaissement ultérieur de la température n'a aucun effet sur le comportement des nappes acquifères!

* On peut démontrer facilement ce petit théorème géométrique : La condition nécessaire et suffisante pour que les axes d'une ellipse forment un angle égale à 45° avec les axes des coordonnées c'est que les projections de l'ellipse sur les deux axes des coordonnées soient égales. D'après les équations (2a), (2b), et (4) on peut attendre que cette condition dans notre cas soit vérifiée.

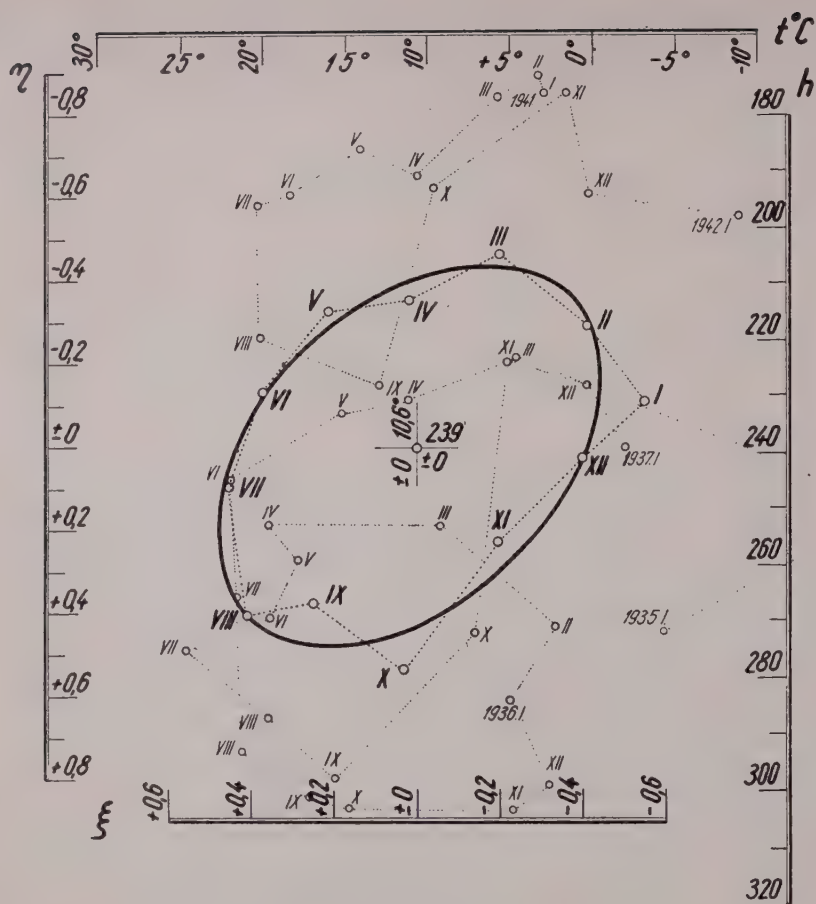


Fig. 1

Nous avons appliqué le procédé décrit ci-dessus à plusieurs autres puits d'observation et comme résultat on a reçu pour chaque puits une ellipse de corrélation s'approchant plus ou moins près des points représentant les valeurs normales mensuelles de la température et celles des profondeurs. La forme de ces ellipses et la position relative des douze points représentés par rapport à l'ellipse s'est montré toujours caractéristique pour les circonstances hydrologiques du puits observé. Un accord parfait entre l'ellipse et les points représentés témoignerait l'existence de la plus étroite corrélation : celle d'une connexion fonctionnelle ; c'est à dire dans un tel cas la profondeur du niveau d'eau phréatique ne dépendrait que de la température seulement. Des écarts plus grands démontrent que la variation du niveau d'eau est fortement influencée non seulement de la température mais aussi de quelques autres facteurs (régime d'un cours d'eau des alentours, répartition particulière de la précipitation etc.).

Pour l'application pratique on peut simplifier le procédé en laissant à part les variables ξ_{in} et η_{in} et portant les valeurs t_{in} h_{in} eux-mêmes dans un système de coordonnées dont les échelles sont tellement choisis que les longueurs correspondantes aux quantités Δt et Δh soient égales entre elles. La figure ainsi obtenue sera congruente à la figure 1.

Bien que l'ellipse de corrélation sert en premier lieu pour déterminer le type auquel une nappe d'eau observée appartient, on pourrait toutefois développer aussi un procédé pour la prévision du niveau de cette nappe.

TABLEAU I

An- née	I.		II.		III.		IV.		V.		VI.		VII.		VIII.		IX.		X.		XI.		XII.		Préci- pita- tion an- nuelle
	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	t	h	
	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	C°	cm	mm
1934																									
35	4,4	271	-1,8	250	4,6	223	11,1	231	15,2	233	21,9	245	21,5	266	21,2	293	17,1	315	14,7	325	7,5	302	5,0	278	394
36	4,9	284	2,3	271	9,2	253	11,5	253	17,8	259	19,4	269	24,7	275	19,6	287	15,6	298	7,1	272	4,9	329	2,7	299	399
37	3,3	234	2,0	216	8,9	205	10,7	213	19,4	222	21,6	247	21,5	254	20,4	257	18,6	266	11,7	273	5,1	224	0,4	228	658
38	-2,0	220	0,8	202	7,4	212	8,5	221	15,1	212	22,0	228	22,8	260	20,9	265	15,9	262	12,2	267	6,1	267	1,5	241	651
39	1,6	226	2,3	207	3,2	215	13,9	211	16,2	220	20,6	220	23,2	244	21,5	286	16,3	302	10,7	295	7,7	256	0,4	244	589
1940	-9,2	231	6,0	218	1,7	168	11,0	180	14,3	166	18,9	202	20,8	210	17,9	230	16,3	236	11,3	235	5,7	251	0,1	229	577
41	1,5	176	3,3	173	5,7	177	10,5	190	14,0	186	18,3	194	20,3	196	20,1	220	13,1	194	9,4	193	7,8	202	-5,9	204	762
42	9,0	201	-3,3	194	2,4	164	9,4	184	16,8	198	19,8	225	21,6	259	21,8	283	19,8	304	11,8	315	2,8	176	0,3	194	780
43	-5,2	232	2,6	224	5,8	224	12,1	231	14,5	238	18,3	232	21,4	251	23,9	298	19,4	322	13,4	332	3,5	294	1,9	248	469
1935																									
-43	-3,1	231	0,2	217	5,4	204	11,0	213	15,9	215	20,1	229	22,0	246	20,2	269	16,9	267	11,4	279	5,7	256	0,6	241	597
ξ	0,545		-0,414		-0,207		0,015		0,211		0,378		0,454		0,406		0,250		0,031		-0,195		-0,398		ξ
γ	-0,108		-0,297		-0,459		0,351		-0,324		-0,135		0,094		0,405		0,378		0,533		0,229		0,027		γ



Tome II

TABLE DES MATIERES

	Pages
Comptes-Rendus des diverses sessions de la Commission	7
 I. Fluctuation des Nappes aquifères	
1. B. W. Collins. — Fluctuations of ground-water levels in New-Zealand and their significance	25
2. H. Tuinzaad. — Influence of the atmospheric pressure on the head of artesian water and phreatic water	32
3. Gérard Tison jr. — Nouvelles recherches sur les fluctuations des nappes aquifères	38
4. R. Mügge. — Aufzeichnung von Luftdruck und Erdbebenwellen mit Hilfe von Brunnenspiegeln	49
5. H. F. Blaney. — Consumptive Use of Ground Water by Phreatophytes and Hydrophytes	53
6. A. Volker. — Conséquences hydrologiques de l'abaissement artificiel du plan d'eau dans un polder à assécher pour les régions périphériques	63
7. J. Margat et A. Martin. — Essai sur l'évaporation et les variations de concentration des Eaux Souterraines dans une nappe phréatique, en pays pré-désertique	72
8. F. Lugiez. — Les méthodes statistiques mettent en évidence l'importance de la rétention souterraine dans un bassin de haute montagne	85
9. H. Lossnitzer. — Bodenfeuchtevergleiche zwischen einer Wald- und einer Freiland Messstelle	96
10. J. M. Raffo. — Variaciones de la napa freatica en relacion con la precipitacion, la pression atmosferica y la temperatura	99
 II. Chimie et physique des Eaux Souterraines	
11. F. Nöring. — Chemische und Physikalische Erscheinungen bei infiltriertem Grundwasser	113
12. W. Richter und H. Flathe. — Die Versalzung von Küstennahen Grundwassern, dargestellt an einem Teil der Deutschen Nordseeküste	118
13. R. Wager. — Zum Chemismus tieferer Grundwässer in einem Teil Nord-westdeutschlands	131
14. G. Santing — Recherches hydrologiques dans une île aride	138
15. L. Huisman — La formation des cones d'eau saumâtre	146
16. A. Volker et E. O. Hontsma. — Détermination des salinités des eaux à grandes profondeurs dans le sous-sol du Zuiderzee par prospection géophysique	151
17. G. P. Feliuss. — Recherches hydrologiques par des modèles électriques	162
18. G. R. Wilson et D. H. Wozab. — Chemical Quality of waters occurring in the Jordan Valley area	170
19. Kyozo Kikkawa. — Studies on the contamination with sea water and the formation of deposits inside the conduit pipe at Shirahama Thermal Springs	179
20. Kimio Noguchi and Seiichi Ueno. — Geochemical Investigation of brine waters of oil fields in Japan	188
21. K. Kimura, Y. Yokojama and N. Ikeda. — Geochemical Studies on the minor constituents in mineral Springs in Japan	200
22. S. Hayami. — Water mass analysis applied to River Outflows	211
 III. Recharge des Nappes — Divers	
23. M. Suter. — High-rate artificial Ground-Water Recharge at Peoria, Illinois U.S.A.	219
24. F. Foley and H. Smith. — Groundwater Recharge of a deeply buried artesian aquifer in Illinois and Wisconsin, U.S.A.	225
25. M. Wegenstein. — La recharge de nappes souterraines au moyen de puits centraux et galeries d'alimentation horizontales	232
26. P. Urbain. — Sur l'état actuel des recherches hydrologiques par la méthode des traceurs radioactifs	238
	603

27. R. Pioger. — Etude quantitative de l'infiltration	248
28. G. Schneebeili. — Etude des facteurs qui déterminent le comportement d'une nappe phréatique lors d'une réalimentation	259
29. O. V. E. Jansa. — Artificial Ground Water Supplies of Sweden	269
30. F. Sitte. — Neuere Methodik der Grundwasserkartierung	276

IV. Formations aquifères et utilisations

31. B. W. Collins. — The occurrence and utilization of Ground Water in New Zealand	295
32. C. Safadi. — Hydrogéologie du Bassin d'Ed Daou	308
33. D. J. Burdon. — Groundwater in the Island of Cyprus	315
34. H. E. Thomas. — Occurrence and utilization of Ground Water in the U. S.	324
35. D. J. Burdon. — Groundwater in the Hashemite Kingdom of the Jordan	330
36. D. J. Burdon. — Infiltration Rates in the Yarmouk Basin of Syria — Jordan	343
37. R. Grahmann. — Die Grundwasservorkommen im Gebiete der Deutschen Republik, ihre Nutzung und ihre kartographische Darstellung	356
38. J. P. Kryn. — Les ressources des eaux souterraines de l'A. O. F.	365
39. P. Taltasse. — Sur une anomalie hydrogéologique des marnes de la région de Fes (Maroc)	373
40. D. J. Burdon, S. Mazloum and C. Safadi. — Groundwater in Syria	377
41. B. Gulli. — Les eaux souterraines en Calabre et en Lucanie	389
42. U. Custer. — Les eaux souterraines de la Plaine Lombarde	401
43. C. F. Capello, etc. — Les phénomènes karstiques et l'hydrologie souterraine dans certaines régions d'Italie	408
44. F. Abbadessa. — Etude de la nappe souterraine à l'ouest de Fossano ...	438
45. L. J. Tison. — Ressources aquifères de Belgique et leur utilisation	455

V. Etudes Diverses

46. G. Supino. — Certaines caractéristiques des nappes artésiennes et leur façon de se conduire au point de vue hydraulique	463
47. N.-S. Boulton. — Unsteady Radial Flow to a pumped well allowing for delays yield from storage	472
48. J. Zeller. — Comparaison de l'efficacité des drains et des tranchées à l'aide d'essais sur modèles	478
49. M. B. Buhle. — Differentiation of valley deposits by electrical earth resistivity	494
50. A. R. Pastor. — Importance des Eaux souterraines en Espagne	495
51. L. Monition et M. Nerat de Lesguise. — Contribution à l'étude du drainage naturel des nappes aquifères	499
52. H. C. Barksdale et I. Remson. — The effect of Land-Management practises on Ground Water	520
53. A. Manfredini. — La géologie et la géophysique pour la recherche des eaux souterraines sur la plaine de la Marsiliana	526
54. L. Zorzi. — Critères adoptés pour les recherches et l'évaluation concernant l'exploitation rationnelle des eaux souterraines dans les Pouilles, la Lucanie, l'Irpinie et le Bas Molise	533
55. G. C. Taylor et B. D. Pathak. — Geology and Ground-Water Ressources of the Anjar-Khedoi Region, Eastern Kutch (India)	550
56. G. C. Taylor, A. K. Roy et N. D. Sett. — Groundwater Geology of the Pali Region, Jodhpur Division, Western Rajasthan, India	560
57. A. K. Roy. — Groundwater Geology of Purna Valley, Madhya Pradesh, India	574
58. E. Bolelli. — Contribution à l'interprétation de la surface piezométrique des nappes phréatiques	586
59. Recherches sur les phénomènes hydrologiques dans les terrains karstiques de Yougoslavie	587
60. F. Papp. — Système de classification des sources	594
61. E. Nemeth. — Recherche Graphique sur la corrélation entre la fluctuation de la nappe phréatique et celle de la température	598



DATE DUE

III 6 '72 SCIENCE

RENEW

GAYLORD

PRINTED IN U.S.A.

